



This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

- + *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.
- + *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.
- + *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.
- + *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at <http://books.google.com/>



Über dieses Buch

Dies ist ein digitales Exemplar eines Buches, das seit Generationen in den Regalen der Bibliotheken aufbewahrt wurde, bevor es von Google im Rahmen eines Projekts, mit dem die Bücher dieser Welt online verfügbar gemacht werden sollen, sorgfältig gescannt wurde.

Das Buch hat das Urheberrecht überdauert und kann nun öffentlich zugänglich gemacht werden. Ein öffentlich zugängliches Buch ist ein Buch, das niemals Urheberrechten unterlag oder bei dem die Schutzfrist des Urheberrechts abgelaufen ist. Ob ein Buch öffentlich zugänglich ist, kann von Land zu Land unterschiedlich sein. Öffentlich zugängliche Bücher sind unser Tor zur Vergangenheit und stellen ein geschichtliches, kulturelles und wissenschaftliches Vermögen dar, das häufig nur schwierig zu entdecken ist.

Gebrauchsspuren, Anmerkungen und andere Randbemerkungen, die im Originalband enthalten sind, finden sich auch in dieser Datei – eine Erinnerung an die lange Reise, die das Buch vom Verleger zu einer Bibliothek und weiter zu Ihnen hinter sich gebracht hat.

Nutzungsrichtlinien

Google ist stolz, mit Bibliotheken in partnerschaftlicher Zusammenarbeit öffentlich zugängliches Material zu digitalisieren und einer breiten Masse zugänglich zu machen. Öffentlich zugängliche Bücher gehören der Öffentlichkeit, und wir sind nur ihre Hüter. Nichtsdestotrotz ist diese Arbeit kostspielig. Um diese Ressource weiterhin zur Verfügung stellen zu können, haben wir Schritte unternommen, um den Missbrauch durch kommerzielle Parteien zu verhindern. Dazu gehören technische Einschränkungen für automatisierte Abfragen.

Wir bitten Sie um Einhaltung folgender Richtlinien:

- + *Nutzung der Dateien zu nichtkommerziellen Zwecken* Wir haben Google Buchsuche für Endanwender konzipiert und möchten, dass Sie diese Dateien nur für persönliche, nichtkommerzielle Zwecke verwenden.
- + *Keine automatisierten Abfragen* Senden Sie keine automatisierten Abfragen irgendwelcher Art an das Google-System. Wenn Sie Recherchen über maschinelle Übersetzung, optische Zeichenerkennung oder andere Bereiche durchführen, in denen der Zugang zu Text in großen Mengen nützlich ist, wenden Sie sich bitte an uns. Wir fördern die Nutzung des öffentlich zugänglichen Materials für diese Zwecke und können Ihnen unter Umständen helfen.
- + *Beibehaltung von Google-Markenelementen* Das "Wasserzeichen" von Google, das Sie in jeder Datei finden, ist wichtig zur Information über dieses Projekt und hilft den Anwendern weiteres Material über Google Buchsuche zu finden. Bitte entfernen Sie das Wasserzeichen nicht.
- + *Bewegen Sie sich innerhalb der Legalität* Unabhängig von Ihrem Verwendungszweck müssen Sie sich Ihrer Verantwortung bewusst sein, sicherzustellen, dass Ihre Nutzung legal ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass ein Buch, das nach unserem Dafürhalten für Nutzer in den USA öffentlich zugänglich ist, auch für Nutzer in anderen Ländern öffentlich zugänglich ist. Ob ein Buch noch dem Urheberrecht unterliegt, ist von Land zu Land verschieden. Wir können keine Beratung leisten, ob eine bestimmte Nutzung eines bestimmten Buches gesetzlich zulässig ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass das Erscheinen eines Buchs in Google Buchsuche bedeutet, dass es in jeder Form und überall auf der Welt verwendet werden kann. Eine Urheberrechtsverletzung kann schwerwiegende Folgen haben.

Über Google Buchsuche

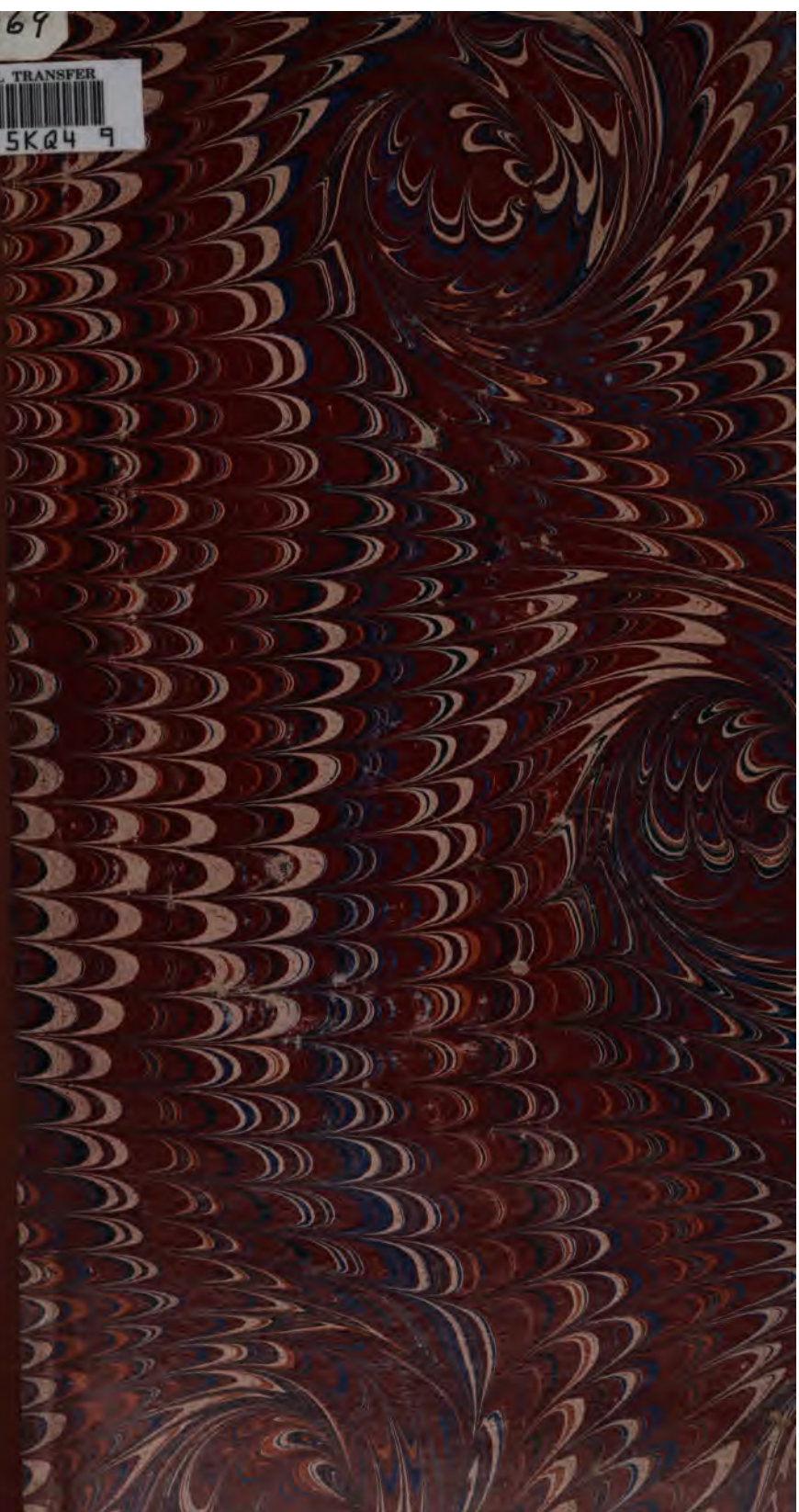
Das Ziel von Google besteht darin, die weltweiten Informationen zu organisieren und allgemein nutzbar und zugänglich zu machen. Google Buchsuche hilft Lesern dabei, die Bücher dieser Welt zu entdecken, und unterstützt Autoren und Verleger dabei, neue Zielgruppen zu erreichen. Den gesamten Buchtext können Sie im Internet unter <http://books.google.com> durchsuchen.

23969

NEDL TRANSFER



HN 5KQ4 9



KF 23969



Harvard College Library

FROM

Dr. Eduard Reyer.

3 June, 1892.

CML

49

~~V. 4311~~

URSACHEN

DER

DEFORMATIONEN

UND DER

HARVARD UNIVERSITY LIBRARY.

Deposited in the Library of the Museum of
Comparative Zoölogy.

Under a vote of the Library Council

May 27, 1901.

JULY 1901.

LEIPZIG, 1892.

WILHELM ENGELMANN.



URSACHEN
DER
DEFORMATIONEN
UND DER
GEBIRGSBILDUNG.

VON

Edward

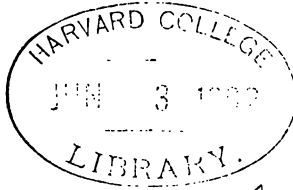
DR. ED. REYER

PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT IN WIEN.

LEIPZIG, 1892.

WILHELM ENGELMANN.

~~Geol 5608.92.3~~
F. 4311 KF 23969



The Author

Als Zeichen der Hochachtung

überreicht

vom Verfasser

Prof. Dr. Eduard Reyer

Wien, IX., Lichtensteinstrasse 47.

Gemeinlich werden die Ursachen der Ruptur, Faltung, Hebung und Gebirgsbildung gesondert betrachtet. Ich ziehe es vor, alle Ursachen, welche Deformationen der Erdkruste bewirken, unter Einem zu betrachten.

I. Substantielle Wandlungen.

Stoffaufnahme, Oxydation, Hydratbildung bewirken Hebung, Ruptur, Faltung. Stoffabgabe und Verdichtung (beim Krystallisiren) hat Schwinden und Ruptur zur Folge.

Die schlammigen Sedimente setzen sich, wobei das interstitielle Wasser entweicht. Trotzdem bleiben, wie die Schlammquellen, die artesischen und Petroleumbrunnen zeigen, in einzelnen Schichten namhafte Mengen von Wasser gefesselt. Erdbeben rütteln die Massen zusammen und bewirken Rupturen, das Wasser entweicht und die hangenden Schichten werden deformirt.

II. Contraction der Erde.

Diese Hypothese in ihrer alten Fassung ist unhaltbar. Dagegen ist es allerdings denkbar, 1. dass die eruptive Förderung bedeutende Pressionen in der Kruste erzeugt; 2. muss eine bedeutende Contraction resultiren, wenn das Erdinnere partiell aus gasförmigen Substanzen besteht.

Aber selbst wenn man eine namhafte Contractionspression als möglich zugibt, ist man doch nicht in der Lage,

die Gebirgsbildung auf diese Ursache zurückzuführen. Es blieben unerklärlich 1. die tiefen Eruptionrupturen, welche die Faltungszonen begleiten; 2. jene Gebirge, bei welchen der gefaltete Complex auf einer Basis ruht, welche von der Faltung nicht ergriffen wurde.

III. Dichtedifferenzen.

So lange man annahm, der Erdkern sei flüssig, wurde behauptet, die Kruste schwimme auf dem Magma. Man urtheilte consequent, Differenzen der einzelnen Schollen müssten verschiedenen Auftrieb, daher Niveaudifferenzen bewirken.¹⁾

Der Nachweis, dass die Gebirge aus weniger dichtem Materiale bestehen, wurde in diesem Sinne interpretirt.²⁾

Diese Betrachtung bleibt zum Theile zu Recht bestehen, wenn man ein starrplastisches Magma annimmt.

Die Materialien der Erde sind ungleich gemischt, schlierig. In manchem Gebiete herrschen die schweren basischen, in anderen Gebieten dagegen leichtere Massen. Ein kosmischer Körper von solcher Beschaffenheit muss schon in dem liquiden Stadium von der regulären Form eines Rotations-Ellipsoides abweichen. Existirten in Gebieten benachbarter Radien verschieden dichte Massen, so bestand Equilibrium, wenn das Gebiet der dichteren Massen entsprechend tiefer deprimirt war.³⁾ Schon während des liquiden Studiums musste sich

¹⁾ Die Differenz der Schollen kann verursacht sein durch verschiedene Porosität, moleculäre Dichte (amorph, krystallin), chemische und thermische Differenz.

²⁾ Airy, Pratt: 1855; Faye: Figure de la terre, C. R. 1880, Vol. 90, p. 1190.

³⁾ Ueber ungleiche Radialcontraction: Pratt: Fig. Earth, 4. ed., 1871, p. 200; Le Conte: A. J., 1872, Vol. 4, p. 345; Mallet: Trans. R. Soc. L., 1873; Fischer: Phys. Earth, 1879, führt aus, dass die Radialcontraction kaum genügen dürfte, die verschiedene Höhenlage von Continent und Seeboden zu erklären.

also nicht ein Rotationsellipsoid, sondern ein Geoid bilden. Die stärkere Abkühlung unter dem Meere sollte eine anhaltende Dichtezunahme und wachsende Depression des submarinen Gebietes verursachen, was jedoch nicht zutrifft. In der That sind wiederholt marine Gebiete in hohes Festland verwandelt worden und umgekehrt. Hieraus kann man schliessen, dass jedenfalls neben diesem Factor noch andere Momente für die Gestaltung der Erde von hervorragender Bedeutung sind. Das thermische Gleichgewicht wird fortwährend durch Sedimentirung und Erosion gestört, und hierdurch werden Deformationen der Erde bedingt.

IV. Onerarhypothese.¹⁾

Ein plastisches Schichtsystem wird überlagert von einer local angehäuften Masse.²⁾ Die plastische Unterlage wird unter der Last ausgequetscht, in der Peripherie der drückenden Masse aber stauen sich die Sedimente faltig auf.³⁾

Wir substituiren dem kleinen Maasse der Fig. 1 (Exp. 62) grosse Verhältnisse. Die Sedimente unter dem Eruptivfladen seien 100 *m* mächtig gewesen, nach der Deformation sind sie unterhalb des Fladens um 50 *m* deprimirt (verdünnt), am Rande dagegen antiklin gestaut, sodass sie hier 100 *m* über das alte Niveau aufragen.

In Fig. 2 (Exp. 66) ist die weisse Gypsschicht unter der belastenden Eruptivmasse tief deprimirt und in Schollen zerrissen. Vor der Verwerfungsstufe des Grundgebirges rechts

¹⁾ Von *onus*; empfiehlt sich statt des schwerfälligen Ausdruckes Belastungs- und Entlastungshypothese.

²⁾ Anwachsen eines Korallenriffes, Häufung einer Eruptivmasse, Delta-bildung auf plastischer Unterlage.

³⁾ Die Sedimente schiessen oft steil gegen die überlagernde Eruptivmasse ein.

staut sich eine Antikline. Die tiefste weisse Lage (Papier) wurde durch den Druck gegen die Verwerfungsstufe geschoben und angestaut.

In Fig. 3 (Exp. 65) erhebt sich die plastische Unterlage zwischen zwei benachbarten belastenden Massen zu einer steilen Antikline. Sind im plastischen Grundgebirge harte Schichten eingeschaltet, so vollziehen sich Zertrümmerungen und intensive secundäre Discordanzen (Klippenbildung).

In Fig. 4 (Exp. 210) ist die Deformirung der Normalen (senkrechten Theilstriche) notirt. Man sieht, wie die Normalen unter der belastenden Masse auseinanderrücken, am Rande der Masse aber genähert sind: Zerrung und Auswulzung im Liegenden, Stauung im Randgebiete. Setzen wir hier die ursprüngliche Mächtigkeit der Sedimente = 1000 *m*, so ergeben sich folgende Maasse: Die Sedimente sind unter den Eruptivmassen um 500 *m* deprimirt, während sie am Rande um 200—300 *m* aufgetrieben sind. Wären die Sedimente starr, so ergäbe sich vom Rande der Eruptivmasse gegen den Gipfel eine bedeutende Steigung; infolge der randlichen Auftreibung und centralen Depression aber beträgt die Steigung nur 500 *m* auf 5 *km*, das ist 1 : 10.

In Fig. 5 war die Masse noch plastischer; die belastende Masse ist so tief eingesunken, dass sie wenig über das allgemeine Niveau aufragt: magmastatisches Aequilibrium.

v. Buch hat zuerst die Theorie der Verkippung aufgestellt und behauptet, dass neben einem Senkungsfelde eben infolge der Senkung ein Hochland aufgetrieben werden könne. Herschel und Andere betrachten Senkung als Folge von Belastung. Ricketts, O. Fischer, M. Reade prüfen das Verhältniss dieser Theorie zu den geologischen Thatsachen.¹⁾

¹⁾ Buch: Mag. Nat. Fr., Berlin 1809; Prevost: Bull. Geol., 1840, p. 183; Herschel: Proc. Geol. Soc., 1836 und Phys. Geogr., 1861; I. Hall 1859. Ricketts: 1871; Le Conte: A. J. 1886, p. 180; Reade: Denud. America, p. 26; Reade: Orig. of Mts., 1886, p. 272, 308.

Die Schichten der Faltengebirge sind oft mehrere Kilometer mächtig und wurden nachweislich in Wasser von geringer Tiefe abgelagert. Ablagerung und Senkung haben sich in solchen Gebieten etwa die Wage gehalten, weshalb es nahe liegt, die Sedimentirung selbst als Ursache der Senkung zu betrachten. Die Küstengebiete, welche den Detritus der Continente empfangen, sind der Belastungssenkung am meisten exponirt.¹⁾

Seit Jamieson und Shaler wird auch die Emersion und Submersion der glacialen Epoche mit der Belastung in Zusammenhang gebracht.²⁾

In Ergänzung wird auch behauptet, durch Entlastung (Erosion, Abschmelzen des Eises) werde Hebung eingeleitet.

Kritik der Onerar-Hypothese.

Die geologischen Thatsachen sprechen vielfach gegen eine unbeschränkte Anwendung dieser Theorie. Es ist wohl denkbar, dass Schichten von 1000 m Mächtigkeit die Erdkruste deprimiren; in vielen Fällen liegen die Verhältnisse jedoch nicht so.

A. In einem seichten Meere lagern sich wenige Meter dicke Schichten ab und durch diese minimale Belastung soll die Senkung eingeleitet werden, was kaum begreiflich ist. Ich möchte wenigstens für das erste Stadium eine andere Ursache der Senkung annehmen. Betrachten wir in Fig. 6 (Exp. 304) den an der Küste abgelagerten Detritus mit einer Moorlage (schwarze Linie I links oben in Fig. 6). Die Einschwemmung hält an, durch Belastung und Erschütterung wird Compression der weichen Deltasedimente und ein Vor-

¹⁾ Der Atlantische Ocean empfängt die Drainage von $\frac{1}{3}$, der Pacific erhält den Detritus von nahezu $\frac{2}{3}$ der gesammten Continentalarea.

²⁾ Jamieson: 1865. Shaler: Proc. Boston Soc. Nat. Hist., 1875, p. 288. Gilbert: Bonneville 1890, p. 357.

wärtsgleiten gegen die Meerestiefe bedingt, sodass im Stadium II Fig. 7 die Moorlage gegen links und gegen die Tiefe vorgewandert ist.

Zur Rechten (Fig. 7) sieht man die successiven Stadien der Moorlage notirt I, II, III. Man bemerkt, dass die Schichte auch gestreckt wird.

In diesem Falle ist bei constantem Meeresniveau eine Senkung eingetreten, ohne dass die Erdkruste sich deformirt hat. Die Moorlager in der Tiefe des Mississippi- und Po-delta, sowie die Versenkung der Seichtsedimente im Gebiete der Appalachen und des Paläozoischen von England mögen zum Theile hierauf zurückzuführen sein. Haben die Sedimente infolge des besagten Vorganges eine namhafte Mächtigkeit erreicht, so kann allerdings von da an eine Senkung infolge der Belastung eintreten. Noch gewichtiger sind die folgenden Einwendungen:

B. Ein Senkungsfeld müsste, so lange es Zufuhr erhält, sich in infinitum senken, während gerade in solchen Gebieten sich im Laufe der Zeit die mächtigsten Hebungen vollzogen haben.¹⁾

C. Die Senkung vollzieht sich oft viel rascher als die Sedimentirung und ist oft sehr bedeutend, während die Belastung minimal ist, ja Hochgebirge, welche keiner Belastung unterliegen, verwandeln sich in Depressionen (Atlantisches und Mittelmeer).

D. Andererseits hat enorme Belastung oft keine Senkung zur Folge. Vulcanische Hochgebirge werden von der Erde getragen, während eine Belastung mit einigen hundert Meter Material die Entstehung einer Geosyncline erklären soll.

F. Bezüglich der Anwendung dieser Hypothese auf die Eiszeit ist zu bemerken, dass bei der zweiten Vereisung trotz

¹⁾ King: 40. Parallel, I, p. 357, 732; Reade: Mts., p. 272; Kritik s. unten.

Belastung eine Emersion sich vollzog, und dass die grosse Depression erst lange nach dem Maximum der Eiszeit sich vollzog (Geikie).

F. Ebenso bedenklich ist die Entlastungshypothese. Vor- dem wurde behauptet, ein Gebirge werde stärker erodirt, weil es hoch aufragt. Dutton kehrt die Causalität um und behauptet, das Gebirge hebe sich, weil es stärker erodirt und die Kruste mithin entlastet werde. Dieser Behauptung wider- sprechen die natürlichen Phänomene vielfach. Es gibt Con- timente, welche sich bedeutend heben, obwohl die Entlastungs- erosion gering ist, und erodirte Gebiete sinken oft trotz Ent- lastung.¹⁾

Ein der Erosion unterliegendes Gebirge müsste sich der Theorie gemäss in infinitum heben, während es Zug um Zug erodirt wird, und ein Senkungsfeld müsste sich infolge der anhaltenden Belastung fortwährend senken; beides trifft nicht zu.

Gewiss wird in der Natur Senkung oft durch Belastung bedingt, doch wirken offenbar verschiedene Ursachen, und die Summe der bald positiven, bald negativen Glieder ergibt erst als Resultat eine positive oder negative Verschiebung.

Die Concurrenz verschiedener Ursachen gibt in vielen Fällen ein verschleiertes Bild und scheinbare Widersprüche gegen eine einseitige Hypothese, woraus jedoch nicht folgt, dass die bezügliche Causalität nicht existirt. (Siehe nächstes Capitel.)

V. Thermalhypothese.

Lagern sich Sedimente ab, so erfolgt in und unter diesen Massen Durchwärmung und Dilatation.²⁾ Die Durchwärmung

¹⁾ Hutton: Trs. Austral. Assoc. Adv. Sc., 1890, p. 86.

²⁾ Babbage: 1834; J. Hall: Am. Assoc., Montreal 1857, Introduct. Paläont., 1859. Während die älteren Autoren nur die lineare Ausdehnung

bewirkt Metamorphismus (Herschel, Hall). Die sich senkende Kruste wird erweicht, während die überlagernden Sedimente noch nicht gehärtet sind; deshalb ist das Senkungsfeld besonders geeignet, der Thermalpression nachzugeben.¹⁾

Concentriert sich die Thermal-expansion in einem beschränkten Gebiete, so kann hier ein *Faltgebirge* aufgestaut werden (Reade). Dieses sind die Grundgedanken der *Thermalhypothese*.

Dass in allen Gebirgen gerade junge Sedimente, welche unmittelbar vor dem Beginne der Gebirgsbildung abgelagert wurden, erhoben erscheinen, gibt dieser Hypothese ein besonderes Gewicht. Immer tauchen die Gebirge aus dem Meeresboden auf und nie entsteht etwa mitten in einem Festlande ein Gebirge, was doch nach der *Contractions-hypothese* ebensowohl möglich wäre.

Einwendungen gegen diese Hypothese.²⁾

1. Die gewaltige *Compression*, welche die Gebirge aufreibt, würde *Spaltbildung* nur in den culminirenden Theilen gestatten; *Spaltbildung* in der Tiefe ist bei der von Reade angenommenen *Plasticität* der Massen schwer vorstellbar, und doch ereignen sich auch in hoch aufgetriebenen Gebirgen *Eruptionen*. Reade denkt an *fächerförmige Protrusionen* (Typus *Mt. Blanc*); die Gebirge weisen aber in ihren *Eruptivzonen* alle Arten von *Eruptivformen* und nur ausnahmsweise *Fächer* auf.

berücksichtigen, zieht Phillips: *Geol. Soc. L.*, 1859, die *cubische Expansion* in Rechnung; vgl. Hutton: *Form. Mts. Geol. Mag.*, 1873, 1874; M. Reade: *Orig. Mts.*, 1886, pag. 90; Teal: *Geol. Mag.*, 1880, p. 357; Gilbert: *Adress. Am. Assoc.*; Judd, *Richthofen: Führer*; Winchell: *World Life*, Chicago 1889, p. 323.

¹⁾ Le Conte, Dana: *A. J.* (3), Vol. 4, p. 345, 460.

²⁾ Vgl. O. Fischer: *Geol. Mag.*, 1887, 231; Mc. Gee: *Geol. Mag.*, 1888; W. Hutton: *Trs. Austral. Assoc. Adv. Sc.*, 1890, 73, 89.

2. Nach anhaltender Senkung und Sedimentirung erfolgt eine Epoche der Hebung und Gebirgsbildung.

Man sollte denken, dass die Intumescenz schon zu Anfang der Sedimentirung sich geltend machen müsste, und dass eine durch Formationen anhaltende Senkung überhaupt nicht stattfinden kann.¹⁾

Hiegegen ist zu bemerken, dass alle Untersuchungen über diese Frage bisher nur die Durchwärmung in dem betreffenden Stücke der Erdkruste berücksichtigt haben und deshalb nicht geeignet sind, Hopkins' Einwendung zu entkräften. Wie derzeit allgemein zugestanden wird, ist die Erde als Ganzes starr; Durchwärmung, wie Deformation pflanzen sich nothwendig auch in die Tiefe (unter die Erdkruste) fort, und dieser Process kommt erst zum Abschluss, wenn die Tiefe constanter Temperatur erreicht ist. Während in den oberen Regionen auf je 30 *m* 1° C. Temperaturzunahme kommt, wird die Zunahme in der Tiefe immer geringer.

Der Wärmeübergang von einem warmen zu einem kühlen Körper erfolgt um so langsamer, je geringer die Temperaturdifferenz zwischen beiden ist. Der Temperaturausgleich, welcher schon in den oberen Partien bei einer Temperaturzunahme von 1° per 30 *m* sehr langsam vor sich geht, erfährt in der Tiefe immer mehr Verzögerung.

Die Ablagerung von 30 *m* Sedimenten bewirkt an der Basis des Complexes ein Aufsteigen der Temperatur um 1°, und diese Steigerung vollzieht sich successive in allen tieferen Schichten, endlich im starren Magma. Es ist leicht begreiflich, dass die Ablagerung einer schwachen Schichte sich ungleich rascher vollzieht als der centripetale Temperaturausgleich.

Die Hitze des Hochsommers dringt im Laufe eines halben Jahres nur 7 *m* tief.²⁾ Auf diese Erfahrung gestützt,

¹⁾ Hopkins: Rep. Brit. Assoc., 1847.

²⁾ Airy: Nature, Mai 1878, p. 42.

dürfen wir annehmen, dass die Durchwärmung, welche durch eine unbedeutende Sedimentirung verursacht wird, Jahrtausende braucht, um die Erdkruste zu durchwandern. Dann wandert die Durchwärmung aber mit immer geringerer Schnelligkeit durch das starre Magma bis zum Gebiete constanter Temperatur.

Bei mächtigen Ablagerungen haben die älteren Schichten eine Durchwärmung bis in grosse Tiefe bewirkt, während die jüngsten Schichten noch keinen namhaften thermischen Einfluss ausgeübt haben. Hieraus folgt, dass die Senkung lange anhalten kann, bevor der thermische Ausgleich so tief gedrunken ist, dass die Thermal-expansion das Uebergewicht erlangt über die sich vollziehende Senkung. Das Maximum der Wirkung einer Ablagerung kann überhaupt erst erfolgen, wenn die Sedimentirung durch lange Zeit angehalten hat.

Nach der üblichen Darstellung würde infolge der Durchwärmung der Erdkruste nur eine allgemeine epirische Hebung von einigen 100 *m* resultiren; namhafte Hebungen könnten nur durch Concentration der Expansion auf einen schmalen Streifen Landes erklärt werden. In Wirklichkeit sind aber weite Landgebiete um mehrere 1000 *m* gehoben, eine Erscheinung, die sich nicht durch Concentration der Expansion erklären lässt, die sich aber allerdings begreift, wenn man zugibt, dass die Durchwärmung das ganze starre Magma durchdringt.

Wir kommen auf diesem Wege zu einer Bestätigung der Starrheit des Magma, welche bisher nur aus physikalischer Analogie gefolgert und auf Grund astronomischer Beobachtungen behauptet werden konnte.

Auf Grundlage der bekannten Daten ergibt sich für den vorliegenden Fall folgendes Resultat: Die Temperaturzunahme = 3° per 100 *m*. In einer Tiefe von 40 *km* herrscht eine Temperatur von 1200°, bei 50 *km* 1500°. Lagern sich 10 *km*

mächtige Sedimente ab, so werden dieselben an ihrer Basis um 300° erwärmt und jede folgende Lage wird successive um den gleichen Betrag erhitzt.

Die lineare Ausdehnung der Felsen beträgt im Mittel für 100° etwa $1/100$, das ist 1 m pro Kilometer. In unserem Falle (für 300°) beträgt die Ausdehnung $3/100$ linear, das ist 3 m pro Kilometer. Da die Massen sich seitlich nicht ausdehnen können, ergibt sich eine Intumescenz um nahezu 1% in senkrechter Richtung. Die 50 km mächtige Kruste intumescirt infolge der Durchwärmung um 500 m.

Schreitet die Durchwärmung successive um einige tausend Kilometer gegen die Tiefe vor, so erfolgt auf gleiche Distanzen eine immer geringere Temperaturzunahme und Expansion. Denken wir statt dessen eine gleichmässige Zunahme von 3° C. pro 100 m nur bis zu einer Tiefe von 500 km in das starre Magma fortschreitend, so resultirt schon eine generelle epirische Hebung von 5 km.

Es sind also allerdings infolge von Ueberlagerung bedeutende continentale Hebungen möglich, ohne dass wir eine Concentration der Expansion auf einzelne Zonen anzunehmen brauchen. Auch Hochebenen ohne Faltgebirge können infolge thermischer Expansion entstehen.

Suess hat in überzeugender Weise dargethan, dass die Senkungen für die Deformationen der Erde von hervorragender Wichtigkeit sind, während man vordem den Hebungen die entscheidende Rolle zuschrieb. Wenn man die Erde als Ganzes überblickt, gewahrt man, dass alle Theile die Tendenz haben, centripetale Bewegungen auszuführen. Mächtige Senkungsfelder beherrschen die Oberfläche der Erde; zwischen ihnen bleiben hohe Horste stehen.

Diese Thatsachen schliessen nicht aus, dass Hebungen infolge thermaler Expansion gleichfalls eine Rolle spielen. Während weite Gebiete und einzelne Schollen sich senken, intumesciren andere Landstriche, in welchen Sedimentirungen

oder Eruptionen eine namhafte Bedeckung und Durchwärmung bewirkt haben.

Ich habe ausgeführt, welche Gründe mich veranlassen, dieser thermalen Schwellung eine noch grössere Bedeutung zuzuschreiben, als bisher zugestanden worden ist.

Aber selbst wenn wir die Thermalhypothese in dieser Weise erweitern, genügt sie nicht, die beobachteten Phänomene der Gebirgsbildung zu erklären, und zwar sind es vor Allem folgende Erscheinungen, welche mit derselben unvereinbar scheinen (Punkt 3 und 4):

3. Die Gebirgsbildung ist relativ rasch, im Verhältnisse zur langen Dauer der Senkung sogar kataklismatisch.¹⁾

4. Nach Reade müsste bis in beträchtliche Tiefe intensive Faltung eintreten. In der That trifft man aber mitunter nachweislich unter einem gefalteten Complexe ein ruhiges Grundgebirge, welches an der Faltung nicht theilgenommen hat. (Silur von Christiania, Weserkette etc.)²⁾

Diese Thatsache, sowie die relativ rasche Aufstauung zum Schlusse des Processes ist mit der mitgetheilten Anschauung nicht vereinbar.

Modification der Hypothese.

Nehmen wir an, dass die jungen Sedimente horizontal oder in einer flachen Syncline abgelagert sind (Fig. 8), so werden sie durch die Erwärmung nach meiner Ansicht einfach aufgetrieben, wie Fig. 9 zeigt. Schichten von homogenem Material werden verdickt, verschiedenartiges Material aber wird local gefaltet. Wo Sedimente in grosser Mächtigkeit

¹⁾ Immerhin können Flüsse, welche über das Gebiet der Aufschwellung flossen, ihren Weg quer durch das sich erhebende Gebirge erzwingen und bewahren. Geikie: Geol., 1882, p. 917; Hutton: Trs. Austral. Assoc., 1890, p. 98.

²⁾ Brögger: Silur, Christiania 1882, p. 221.

keit abgelagert wurden, ist die Expansion bedeutender, und es mag in diesem Falle eine buckelige Auftreibung vom Typus Uinta entstehen, doch entsteht auf keinen Fall ein typisches Falgebirge mit einseitigem Bau.¹⁾

Ganz anders stellen sich hingegen die Verhältnisse, wenn die Sedimente auf geneigter Unterlage ruhen, wie dies bei den meisten Küstensedimenten zutrifft.

Da die Sedimente sich in grösster Mächtigkeit nahe der Küste ablageren, entsteht eine gegen das offene Meer hin auskeilende Sedimentschicht. Dieser Schichtcomplex habe von Anfang eine Neigung von 5° . Infolge der Durchwärmung wird er nahe dem Continent, wo er dick ist, mächtig aufgetrieben, während die Intumescenz in der Richtung gegen den offenen Ocean, wo wenig Sedimente abgelagert wurden, immer geringer wird. Ist die Schichte nahe dem Continente um 5 km aufgetrieben worden, während die Auftreibung im offenen Meere 100 km von der Küste gering ist, so erhalten die gesammten Sedimente, welche mit 5° abgelagert wurden, nach erfolgter Durchwärmung eine Neigung von 10° gegen den Ocean.

Die Schichten, welche in den letzten Stadien der Seditierung das seichte Meer schon fast erfüllt, werden durch die Hebung über den Wasserspiegel aufgetrieben. Das Gleichgewicht wird unter dem Einflusse verschiedener Momente labil, und es treten gleitende Massenbewegungen ein. Ein Falgebirge wird vom Lande gegen die marine Niederung vorgeschoben. Die gleitende Massenbewegung wird begünstigt durch die folgenden Momente:

¹⁾ Viele mächtige Complexe sind seit dem Archaischen nicht gefaltet worden: Finnland etc. In Canada liegt das Cambrische horizontal. Das Carbon von Neusüdwales ist 4 km mächtig und doch nicht gefaltet. Gondawanna, Indien ist $4\text{--}7\text{ km}$ stark und ungefaltet. Andererseits sind oft wenig mächtige Schichten intensiv gefaltet (tertiäre Vorzonen). Beispiele bei F. Hutton: *Oscill. earth's surface* Trs. Austral. Assoc. Adv. Sc., 1890, p. 69.

a) Die Neigung der Sedimente.

b) Die Existenz plastischer Zwischenlagen (Schlamm, Mergel, Schiefer), welche das Gleiten begünstigen; mitunter besteht der ganze Complex aus plastischem Material.

c) Erschütterungen (Erdbeben).¹⁾

d) Die Emersion der Schichten: der Auftrieb fällt weg, sobald die Massen auftauchen; die Gravitation wirkt intensiv und leitet tiefgreifende, gleitende Massenbewegungen ein.²⁾

In den eben emergirten Gebieten wirkt die Erosion mit wachsender Intensität. Die jüngsten marinen Schichten werden local überlagert von brackischen und Süßwassersedimenten, während im submarinen Gebiete junge marine Sedimente discordant über den älteren Bildungen sich absetzen.

Gleitfaltung; Experimente.

Fig. 10 (Exp. 59). Ein Delta wurde unter Wasser aufgeschüttet, worauf die Basis mässig geneigt (10^0) und zeitweise etwas erschüttet wurde. Während das Delta aus dem Wasser auftauchte, entstanden in dessen Oberfläche Risse, welche sich erweiterten, in der Weise, wie Grundriss Fig. 13—16 zeigt. Die Massen rückten gegen die Tiefe vor und wurden infolge dessen gefaltet, wie Profil Fig. 11, 12 zeigt.

Oberer Streifen Fig. 17 (Exp. 261) = Grundriss eines quadrirten Systems, darunter der Maassstab I—II = 2 dm. Die grauen Felder entsprachen ursprünglich den schwarzen

¹⁾ Verwerfungen, welche die Erdkruste durchsetzen, sowie locale Massenbewegungen veranlassen Beben, welche die labilen Massen weithin afficiren.

²⁾ Reyer: Theor. Geologie, 1888, p. 409, 476, 814; Barlow: Q. Geol. Soc., 1888, p. 783, über seitlichen Druck gehobener Massen.

Feldern des Maassstabes, sind aber infolge der gleitenden Verschiebung dislocirt, und zwar gegen links gezerrt, rechts gestaut; vgl. Profil Fig. 18. Fig. 19 = Profil und Fig. 20 = Oberfläche einer quädrirten Schicht, welche vom Hügel gegen die Mulde abgleitet. Oben erfolgt Zerrung, in der Mulde erfolgt Faltung der Sedimente. Schwarze Basis stationär.

Die Schichten gleiten also vom Hochlande ab gegen die Tiefe, und hiedurch wird in den oberen Theilen Zerrung, in der Niederung aber Faltung erzeugt.

Wir imitiren in diesem Falle die natürlichen Verhältnisse, indem wir einfach die Gravitation wirken lassen, ohne eine Compression (Contraction) der Basis anzuwenden.

Nach meiner Ansicht wird die Faltung geneigter plastischer Schichten in vielen Fällen nicht durch die Contraction der Erde, sondern durch die Gravitation bewirkt.

Wenn man ein welliges Grundgebirge als Basis annimmt und hierüber unter Wasser Sedimente ablagert, dann Emersion und Beben wirken lässt, so tritt mehrfach Abgleiten der jungen Sedimente von den Antiklinen und Zusammenfallen in den Synklinen des Grundgebirges ein. Der ganze Landstrich kann von Zone zu Zone Faltenzüge aufweisen, und doch ist die Faltung durchaus nicht bedingt durch Contraction der Erde, sondern einfach durch oberflächliche Massenbewegung.

In Profil Fig. 21 (Exp. 262) wurden die Normalen in einem solchen Schichtsysteme eingezeichnet. Man sieht, wie das Abgleiten in den höheren Horizonten intensiv ist und gegen die Basis abnimmt (Analogie von Gleiten und Strömen plastischer, beziehungsweise liquider Massen).

Wenn der über eine schiefe Ebene abgleitende Complex sich in der Richtung des Gleitens überschiebt, so begreift es sich, dass ein in einer Synklone zusammengleitender Complex zwei einander entgegenstrebende Ueberschiebungen

aufweisen muss. Es entsteht eine Ueberfaltungsmulde.¹⁾ Während in einem einfachen Falgebirge der Schub und die Ueberschiebung nach der gleichen Richtung hin erfolgt, ist in diesem Falle auch ein entgegengesetzter Schub beteiligt (Rückfaltung).

In Fig. 22 (Exp. 260) bewegt sich ein weit gegen links ansteigender plastischer Complex in der Richtung gegen rechts. Der Schub ist in diesem Falle so intensiv, dass die Massen sogar über den nächsten flachen Buckel vorgestossen werden.

Die mechanische Möglichkeit der Gleitfaltung wurde erörtert. Es erübrigt hier zu betonen, dass die Experimente im kleinen Maassstabe und mit plastischem Materiale unter dem Einflusse der Gravitation Deformationen erzeugen, welche jenen der Falgebirge analog sind.

Gilbert und Suess heben hervor, dass die Faltung oft nachweislich ein oberflächlicher Process ist, und Suess betont treffend, dass es den Eindruck mache, als hätten die obersten Schichten der Erde eine grössere Tendenz zur Bewegung als die tieferen Schichten,²⁾ was unter Anderem aus der Ueberschiebung der höheren Partien über die tiefen zu erschliessen ist.

Besonders bedeutungsvoll erscheinen mir die folgenden Thatsachen:

1. Die Ueberschiebung strebt in der Richtung gegen die Landdepression;
2. die Falten beruhigen sich gegen das ebene Land;
3. sie stauen sich vor Hindernissen;
4. Querbrüche, welche das Falgebirge durchsetzen, entsprechen dem Gefälle, welches das Grundgebirge aufweist.

¹⁾ Heim's Untersuchung über die Glarner Doppelfalte; Heim-Margerie: *Disloc.*, 1888, p. 85; Reyer: *Theor. Geol.*, 1888, Exp., Fig. 334.

²⁾ Suess: *Alpen*, 1875, p. 153.

Diese und andere Momente sind mechanisch nur verständlich, wenn man die Faltung als ein durch die Gravitation bedingtes Gleitphänomen auffasst.

Die Experimente zeigen in der That, dass, wenn nur plastische Basal- und Zwischenschichten existiren und wenn die Massen beträchtlich waren, bei geringem Neigungswinkel spontan, insbesondere aber wenn Erschütterung mitwirkt, Faltungen sich vollziehen, welche auch starre eingeschaltete Schichten bewältigen. Die Resultate gleichen den natürlichen Phänomenen in so vielen Beziehungen, dass man wohl berechtigt ist, die natürliche Faltung, wenigstens in vielen Fällen, als ein Gleitphänomen zu deuten.

Charakter und Maass der Faltung wird bestimmt durch:

1. den Charakter der Sedimente und der Einschaltungen;
2. durch die Beschaffenheit des Vorlandes (Hochland oder Horst);¹⁾
3. durch die Neigung der Gleitflächen.

Auslaufen der Falten.

Wo geneigte, sich faltende Schichten gegen die Ebene verlaufen, beruhigen sich die Falten allmählig.

Wenn die oberflächlichen Schichten hart sind, tritt die Faltung auch an der Oberfläche deutlich auf. Wo hingegen die obersten Schichten aus sehr plastischem Materiale bestehen, vollziehen sich oberflächlich nur verworrene Massenbewegungen, ohne dass das Relief besonders prägnant würde. Unter solchen Umständen kann in der Tiefe intensive Faltung herrschen, während die Oberfläche nur eine unbedeutende Schwellung aufweist.

¹⁾ Vgl. Suess: Alpen, p. 63.

Die Oberfläche,¹⁾ Profil Fig. 23 (Exp. 251), hat noch weniger Neigung als die Gleitbasis. Die Normalen sind links wenig, rechts aber intensiv deformiert und in der Richtung des Schubes vorgebogen und vorgeschoben. Oberhalb der Figur ist der ursprüngliche Maassstab notirt; 40 ist nach 40a gewandert, 60 nach 60a. Die Gypsschicht in der Mitte des Complexes ist stark gefaltet, die Schichte an der Basis wirft nur flache Wellen.

Die Experimente lehren, dass man aus der Haltung in der Tiefe durchaus nicht auf die Beschaffenheit der Oberfläche schliessen kann, und dass tief erodirte Gebirge mit steiler Faltung ursprünglich kein besonders markantes Relief gehabt haben müssen.

Die Intensität der Faltung hängt ab von Plasticität und Gefälle. Die stärkste Faltung erfolgt, wo das Gefälle sich rasch vermindert, oder wo die Falten gegen einen Horst sich stauen.

Fig. 24 (Exp. 270) zeigt eine intensiv überschobene Partie eines gegen die Ebene vorstossenden Falgebirges. Verkürzung (Schub) von 1 auf 0.3. Ein Schacht durchfährt bei I, II, III dieselbe Schichte dreimal beziehungsweise einmal, und zwar in einer Länge von 130, 50, 230 m, wenn wir die ursprüngliche Dicke der weissen Schicht bei III = 50 m setzen.

Profil Fig. 25 = flache Ueberschiebung in hochplastischem (breiigem) Materiale.

In vielen Falgebirgen beobachtet man diese liegenden Isoklinfalten und entnimmt aus der Neigung der Axe die Richtung des Schubes (siehe Capitel „Ueberschiebung“).

Wenn die sich faltenden Schichten nicht gegen die Ebene verlaufen, sondern gegen eine Verwerfung oder gegen einen Horst stossen, vollzieht sich vor diesem Hindernisse

¹⁾ Ursprüngliche Länge des dargestellten Stückes = 0.8 m.

eine Stauung: Fig. 26 (Exp. 294) Basis und Horst schwarz. Das Material war sehr weich (Punktirung = ursprüngliche Lage der Oberfläche). Der Schichtcomplex hat nahe dem Horst durch Stauung dreifache Mächtigkeit erlangt.

Fig. 27 (Exp. 290) Gleitbasis schwarz. Die schwarze, gefaltete Schicht war ursprünglich etwa 10^0 von 40 (links) gegen 100 (rechts) geneigt.

Die Schichten setzten sich weit gegen links fort; ich habe nur eine Partie gezeichnet. Normaldistanz (an der Basis) 20 cm. Setzen wir in diesem Falle $1\text{ dm} = 1\text{ km}$ und nehmen wir an, die Meeresfläche stünde rechts wenig über 100, so erhalten wir folgende Verhältnisse: Theilstrich 80 hat sich gegen rechts vorwärts bewegt um 2,5 km; 60 und 40 sind vorgewandert um 4, beziehungsweise 5 km. Die schwarze Schichte bei 100 hat sich gehoben von 0 bis 1200 m, die Schicht hinter 80 (Basis) hat sich gehoben von 1000 auf 1500 m. Die Partien zu oberst der Gleitfläche sind entsprechend abgesunken. Mit anderen Worten: infolge der Emersion links ist rechts ein gegen den Horst stossendes Falgebirge entstanden, welches bis 1500 m über das Meer aufragt, während vor der Faltung hier ein seichtes Meer existirte.

Betrag des Schubes.

Wenn man ein Falgebirge im Ganzen überblickt, unterscheidet man verschiedene Zonen mit sehr verschiedenem Betrage des Schubes (Schichtverkürzung). Am geringsten ist der Schub in den flachliegenden Theilen, welche im ursprünglich hohen Hinterlande des Falgebirges anstehen, sowie in dem Gebiete, in welchem die Faltung gegen das ruhige Tiefland ausläuft.

Intensiv dagegen ist die Faltung im unteren Theile der Gleitebene und im Falle ein Horst entgegensteht, unmittelbar vor diesem.

In den Alpen sind die Schichten auf weite Strecken von 1 auf 0·5 zusammengeschoben (Heim); im stark gefalteten Gebiete der Appalachen sind sie von 1 auf 0·6 und 0·5 verkürzt.¹⁾

Im Faltgebirge von Christiania sind die Schichten auf 0·46 zusammengeschoben²⁾ etc. Im Kreidebassin von Paris dagegen und im westlichen Vorlande der Appalachen sind die auslaufenden Falten so flach, dass man die Neigung der Schenkel mit freiem Auge kaum constatiren kann.

Bei Veranschlagung des Betrages der Faltung sollten bei zusammengesetzten Gebirgen die verschiedenalterigen Zonen getrennt behandelt werden. Man erhält kein richtiges Bild, wenn man die Faltung der Nordalpen und die Aufrichtung im Gebiete des Granitmassivs einfach addirt. Es empfiehlt sich, in diesem Falle gesondert zu betrachten:

1. die mesozoischen alten Aufrichtungen in der mittleren Zone, welche zum Theile durch das Anwachsen der Intrusivmassen, zum Theile durch Gleitungen innerhalb der Depressionen bedingt und regional beschränkt sind;

2. die junge generelle Gleitfaltung, welche die mesozoischen Sedimente und die Flyschzone im Norden in toto beherrscht;

3. ist zu sondern das Bruchgebiet der Südalpen, in welchem die Faltung nur strichweise eine Rolle spielt.

Plasticität der Materialien; Tiefe der Faltung.

Die Resultate der Experimente sind analog den Phänomenen der Natur. Trotzdem werden sich Viele der Gleitfaltungshypothese gegenüber ablehnend verhalten, weil sie ein Abgleiten der starren, felsigen Schichten über eine schiefe

) Ashburner, Claypole, Lesley: Rep. A. A. Geol. Survey., Pa. 1883 und F. 2, pag. 40.

²⁾ Brögger: Silur, Christiania 1882, p. 227.

Ebene von geringem Gefälle und eine intensive Faltung infolge der Gravitation nicht plausibel finden. Man constatirt Massenbewegungen und Schlipfe bei 10^0 Neigung, doch ist Niemand geneigt, die Entstehung der Faltegebirge auf ähnliche Vorgänge zurückzuführen.

Zur Stütze der Gleithypothese hebe ich hervor, dass Schlamm, Mergel, Thonschiefer etc. relativ unbedeutenden Druckdifferenzen nachgeben, und dass solche Materialien an der Basis starrer Complexe, sowie zwischen starren Straten zu treffend sind.

Ferner ist zu beachten, dass die nicht emergirten und nicht metamorphosirten Schichtsysteme zum grossen Theile aus derartigen plastischen Materialien bestehen.

Die Schlammeruptionen des Apennin zeigen uns, welche Rolle solche hochplastische Substanzen in sich deformirenden Systemen spielen. Sie entweichen in Form von Schlamm-eruptionen, wenn infolge von Massenbewegung und Faltung in den hangenden starren Schichten Rupturen entstehen.

Die Existenz dieser plastischen Materialien vermittelt nach meiner Ansicht das Abgleiten mächtiger Schichtsysteme.

Die Tiefe, bis zu welcher die faltige Deformation reicht, schwankt innerhalb weiter Grenzen. In manchen Fällen ist der abgleitende Complex unbedeutend, und man sieht darunter ältere Massen als ruhige Basis anstehen. Ich verweise auf Brögger,¹⁾ welcher zeigt, dass das steil gefaltete und überschobene Silur von Christiania auf einem starren Grundgebirge aufruht, welches sich an der Faltung nicht beteiligt hat.

Ebenso liegt im Wesergebirge der jurassische gefaltete Complex auf einer gleichmässig gegen Nord geneigten mesozoischen Basis (Flexur), über welche er nach meiner Ansicht abgeglitten ist.

¹⁾ Silur, Christiania 1882, p. 221.

Man kann in solchen Fällen weder die Erdcontraction zu Hilfe rufen, noch eine Concentration der thermischen Expansion behaupten, sondern wird die Faltung wohl einfach als ein durch die Gravitation bedingtes Gleitphänomen auffassen müssen.

Wie in den Experimenten, so ergreift auch in der Natur die Faltung oft nur einen bestimmten Complex, welcher auf einer geneigten Basis aufruht.

Anders liegen jedoch die Verhältnisse, wenn auch die Schichten der Basis bis in grosse Tiefe etwa dieselbe Plasticität besitzen wie die hangenden Schichten, welche zu einem Faltgebirge gestaut werden. In diesem Falle werden die basalen Schichten sich in abnehmendem Grade deformiren, wenn sie auch nicht die gleitende Bewegung der Hangend-schichten mitmachen können, weil sie unter dem Niveau des Tieflandes liegen, gegen welches die hangenden Schichten abgleiten. Sie sind aber immerhin den Druckdifferenzen der über ihnen sich faltenden Schichten ausgesetzt und accomodiren sich denselben.

Links in Fig. 28 ist in zarten Tönen die ursprüngliche Lage der Schichten notirt, daneben sieht man in kräftigen Tönen die gegen rechts vorrückenden Massen nach erfolgter Faltung. Die Oberfläche ist infolge der Stauung gehoben, die tiefen Schichten aber sind infolge des Druckes deprimirt. Distanz der Normalen = 0.1 m.

Der Eindruck, welchen die hangenden Massen auf die liegenden Schichten ausüben, muss mit der Tiefe rasch abnehmen. Wie in tiefem Wasser die Amplitude der Wogen gegen die Tiefe sich verringert, so auch in Faltgebirgen unter der Voraussetzung, dass die Schichten in allen Horizonten dieselbe Plasticität besitzen.¹⁾

¹⁾ Je stärker der Druck, um so flacher die Wellen. Lapworth: Geol. Mag., 1883, p. 242.

Trefflich bringt Ch. Ashburner diese Thatsache in den Profilen durch die Anthracitmulde von Pa. zum Ausdrucke, deren tiefste hypothetische Partien immer flachere Wogen werfen. Es wäre unrichtig, wollte man die Faltung mit gleichem Charakter bis in beliebige Tiefe fortsetzen lassen. Die Abnahme der Faltung kann schon aus den vorliegenden Bergwerksaufschlüssen entnommen werden, und man wird wohl mit Recht eine vollkommene Beruhigung der liegenden Schichten in namhafter Tiefe annehmen dürfen.

Genesis der Faltgebirge.

Während Reade die Faltung als Folge der Thermalpression betrachtet, glaube ich auf Grund der vorliegenden Experimente einen anderen causalen Zusammenhang behaupten zu dürfen.

Wenn flach liegende Schichten durchwärmt werden, erfolgt nach meiner Ansicht eine einfache epirische Hebung. Die Expansion in den tieferen Partien mag local ein oder die andere Auftreibung vom Typus Uinta verursachen. Ein eigentliches Faltgebirge vom Typus der Appalachen kann aber unter diesen Verhältnissen nicht entstehen.

Werden hingegen geneigte Schichten infolge der Durchwärmung gehoben, so tritt Gleitfaltung ein.

Mässige Massenbewegungen und Faltungen sind gewiss auch möglich, ohne dass Emersion mitwirkt. Insbesondere dürften Deltasedimente leicht durch Störungen des Gleichgewichtes dislocirt werden. In diesem Falle lagern sich jüngere marine Sedimente in situ discordant über den älteren Massen, ohne dass sie von den letzteren durch eine Emersions- und Erosionsphase getrennt wären. Viele Faltgebirge aber zeigen, dass die Hebung und Faltung von Emersion begleitet war.¹⁾

¹⁾ Appalachen, Alpen, Jura, Faltgebirge von Christiania, Rocky Mts. Emmons: Leadville, 1886, p. 19, 32.

Ich schliesse hieraus, dass die Emersion eine wesentliche Bedingung der Faltung ist.

Meine Vorstellung wird durch Fig. 29 erläutert: Im Senkungsfelde setzen sich Sedimente ab, die Durchwärmung treibt die Sedimente bis zur punktierten Linie auf. Infolge der Emersion vollzieht sich eine gleitende Bewegung, welche das Falgebirge Fig. 30 erzeugt. *o* hat sich in Fig. 30 bedeutend gehoben, während das Hinterland infolge des Abgleitens von Sedimenten zum Theile entblösst wurde.

Während ursprünglich eine namhafte Emersion bei *s* sich zeigte, resultirt schliesslich in einiger Entfernung von der Küste das Falgebirge *o* (Fig. 30). Diese Auftreibung bei *o* ist verursacht durch das Abgleiten des Complexes von *s* gegen *o*, und dieses Abgleiten ist bedingt durch die Emersion bei *s* (Fig. 29, 30).

Der Punkt *s* (Fig. 31) hat zuerst infolge der Durchwärmung den Weg ss^1 , dann infolge der gleitenden Deformation den Weg s^1s^{11} zurückgelegt, und der Schwerpunkt des ganzen Complexes vollzieht eine analoge Wanderung.

Der Punktweg hat im einfachsten Falle die Gestalt Fig. 31, meist erfolgt aber nach der ersten Hebung eine gleitende Verschiebung, dann wieder Hebung etc., etwa wie Fig. 32 zeigt.

Das Falgebirge ist also nach meiner Ansicht nicht schlechtweg eine Auftreibung in loco, sondern eine durch abgleitende Verschiebung bedingte secundäre Aufstauung.

Die Energie der ursprünglich thermalen Hebung wird verwendet:

1. zu Deformation, Metamorphose und Erwärmung;
2. zu jener Massenbewegung, welche an Stelle der ursprünglichen Hebung eine Auftreibung im Nachbargebiete bewirkt.

Je weicher das Material, desto kleiner wird der Gleitwinkel, das ist der Winkel zwischen Horizont und Gleitbahn.

Locale Auftreibung in einer schlammigen Masse verursacht eine nivellirende Massenbewegung, bei welcher die Auftreibung im Niederlande nahezu äquivalent ist der Senkung im Hochlande. Starrplastische Massen mit bedeutendem Gleitwinkel treiben dagegen im Niederlande ein Gebirge auf, dessen Höhe im Vergleiche mit der ursprünglichen epirischen Hebung um so geringer ist, je starrer das Material war.

Je mehr Energie für Deformation verbraucht wird, um so unbedeutender wird die Auftreibung des Gebirges sein im Vergleiche mit der ursprünglichen Auftreibung. Je weniger Energie in solcher Art consumirt wird, um so höher wird die zweite Auftreibung aufragen, ohne jedoch den Horizont der ersten Auftreibung zu erreichen.

Die Faltung hat zur Folge, dass

1. ein Theil der Energie in Wärme umgesetzt wird;
2. der gefaltete Complex infolge der aus der Tiefe aufsteigenden Wärme im Laufe der Zeit aufgetrieben wird.

Es ist zu beachten, dass in vielen Gebirgen Discordanzen in mehreren Horizonten nachgewiesen sind. Auch die jungen Sedimente, welche nach der Hauptfaltung abgelagert wurden (zum Theile brackische und terrestre Sedimente), weisen eine neuerliche und nachträgliche Hebung und Faltung auf. Diese Erscheinung erklärt sich, wenn man die anhaltende Aenderung aller, insbesondere der thermischen Verhältnisse beachtet (siehe unten).

Ein Widerspruch der Theorie scheint darin zu liegen, dass in vielen Fällen das alte hypothetische Hochland hinter dem Faltgebirge¹⁾ fehlt und statt dessen ein terrestres oder marines Senkungsfeld vorliegt.²⁾

¹⁾ Von welchem aus der Schub wirkt.

²⁾ Treffliche Charakteristik F. v. Richthofen in Neumayer's Wiss. Beob., 1888, p. 163.

Verfolgen wir aber den Process weiter, so schwindet der Widerspruch, und wir finden, dass die beobachteten Beziehungen, welche so befremdlich scheinen, schliesslich resultiren müssen:

Senkung infolge der Erosion.

Abkühlung eines Theiles der Erdoberfläche bewirkt Depression derselben. Die Erosion muss denselben Effect haben.¹⁾ Wenn 1 *km* abgetragen wird, ist die Temperatur der neuen Oberfläche um 30° niedriger, als sie vor der Erosion war. Diese Abkühlung pflanzt sich langsam gegen die Tiefe fort, und das erodirte Land senkt sich.

Nachdem die Gleitfaltung in Fig. 30 sich vollzogen hat, senkt sich das schwarze, von Sedimenten bedeckte Hochland zur Linken, es bildet sich hier ein Bruchfeld.

Das erwähnte Auftreten eines Senkungsfeldes im Rücken eines Faltgebirges ist eine gemeine Erscheinung.

Die Faltungen des Jura verlaufen gegen die französische Ebene; die Schichten sind in dieser Richtung geschoben worden, hinter dem Jura aber liegt das Senkungsfeld von Neuchatel. Hier standen nach meiner Ansicht die Schichten in hohem Horizonte an, sie sind nach erfolgtem Faltungsschube infolge der Erosionskühlung abgesunken. In gleicher Weise erhob sich im Est der Appalachen zum Schlusse des Paläozoischen ein Land, von welchem die gewaltigen Detritusmassen der paläozoischen Schichten dieses Gebirges stammen. Zum Schlusse des Carbon erfolgte die Emersion, der paläozoische Complex wurde gegen das westliche Niederland vorgeschoben, hier staute sich das appalachische Gebirge auf. In der folgenden Zeit versank das tief abgetragene Land in Est (infolge der Erosionskühlung), und an seine Stelle trat das vom atlantischen Meere bedeckte Senkungsfeld.

¹⁾ Aenderung der Isothermen infolge von Vereisung muss Senkung bewirken. Denselben Effect hat die Erosion. Hutton: 1872 und Trs. Austral. Assoc. Adv. Sc., 1890, p. 86; L. Morgan: Geol. Mag., 1888, p. 292.

Im Laufe des Processes haben also die benachbarten Schollen die Rollen getauscht: das alte Senkungsfeld mit seinen mächtigen Sedimenten hat sich zu einem Falgebirge gestaut, während das alte Hochland erodirt und versunken ist.

Bestanden schon im ersten Stadium Längsrupturen, nach welchen die marine Scholle sich von der terrestren trennte, so werden diese alten Rupturen jetzt neu belebt, und nach ihnen vollzieht sich eine entgegengesetzte Bewegung; dazu treten neue Rupturen im Grenzgebiete.

Diese gegensätzliche Bewegung, welche die alte tektonische Beziehung beider Schollen zerstört, erschwert die Beweisführung. Man kann zwar nachweisen, dass im Gebiete des heutigen Bruchfeldes einst ein Land aufragte, welches seinen Detritus dem alten marinen Senkungsfelde zusandte; wir ersehen auch aus der Richtung der Faltung, dass der Schub von dieser Seite kam. Die Gleitbasis mit ihrem ursprünglichen Neigungswinkel bleibt aber nicht erhalten. Das hohe Hinterland wird erodirt und sinkt in Schollen aufgelöst nieder, und die Basis des neuen Falgebirges wird infolge der Durchwärmung gleichzeitig gehoben, sodass wir nicht im Stande sind, die ursprüngliche Neigung der Schichten zu rekonstruieren.

Dazu kommt schliesslich, dass der ursprünglich hohe, später aber versinkende Flügel von jungen terrestren oder marinen Sedimenten oder von Eruptivmassen bedeckt und der Beobachtung entzogen wird.

Will man die ursprüngliche Neigung des Hinterlandes eines Falgebirges kennen lernen, so darf man nicht in den heute hoch aufragenden Falgebirgen nachforschen, sondern muss Gebiete aufsuchen, in welchen Falgebirge heute entstehen, also Küstengebiete, in welchen unfern des Landes einzelne Inseln liegen, welche aus flach gefalteten recenten Sedimenten bestehen. Falls die Gleittheorie richtig ist, muss es hier auf Grundlage genauer Vermessungen gelingen, eine

successive (von Beben begleitete) Entfernung der Inseln von der Küste zu constatiren.¹⁾

Die Böschung des Meeresbodens aber wird uns in solchen Fällen vertraut machen mit den Neigungsverhältnissen, welche der Gleitfaltung günstig sind.

VI. Deformation infolge von Eruption.

Eruptivmassen können Faltung erzeugen:

1. infolge von Belastung (siehe oben Fig. 1—3);
2. können durch die schiebende Bewegung vor der Stromstirn vorgelagerte Sedimente faltig gestaut werden, wie Moränen vor einem Gletscher (Parallelprofile Fig. 33—34, Masse rechts = Stromstirn);
3. die dritte Art der Eruptivfaltung ist die Intrusivfaltung.

Wenn ein Eruptivfladen von Sedimenten bedeckt wird und im noch plastischen Fladen Nachschübe erfolgen, oder wenn eine Eruptivmasse in eine schlammige Schichte als Lagergang eindringt und dann intrusiv anwächst, werden die Sedimente gehoben, gesprengt und lateral abgeschoben, wie ich gezeigt habe. In Fig. 35 (Exp. 179) wurde Aufrichtung, beziehungsweise Ueberschiebung bewirkt.

Analog Fig. 36, einseitiges Massiv, und Fig. 37, Massivdecke mit einseitiger Ueberschiebung. Fig. 38 Massivdecke mit beiderseitiger Aufrichtung der Sedimente.

Je nach Consistenz der Eruptivmassen und der Sedimente sind die Resultate verschieden. Bei steifem Materiale entsteht steile Aufkuppung; ist das Magma sehr liquid, so

¹⁾ Eine anhaltende Hebung ist nicht zu erwarten; wenn der Complex vorrückt, kann unter Umständen und vorübergehend auch eine Senkung eintreten, welche grösser ist als die durch Stauung bewirkte Auftreibung der Massen.

tritt das merkwürdige Phänomen ein, dass die Contactfläche steil steht oder übergekippt ist, während die Oberfläche eine Ebene von geringer Neigung bildet. In Fig. 39, 40 (Exp. 134) hat die Contactfläche, das ist die ursprüngliche Oberfläche der Eruptivmasse, niemals einen Luftsattel gebildet, wie man bisher in analogen Fällen annahm, sondern die gesamte Oberfläche war immer horizontal, während die Contactfläche steil einschießt.

4. Von noch grösserer Bedeutung als die Intrusivfaltung ist jene Deformation, welche die ganze Erdkruste in Gebieten namhafter Förderung ergreift.

a) Die Förderung des Magmas hat unter Umständen ein namhaftes Nachsinken der Erdkruste zur Folge.¹⁾ Es entstehen Bruch- und Senkungsfelder, welche durch Eruptivmassen gefüllt werden.

Dabei ereignen sich gegensätzliche Niveauänderungen. Die ursprüngliche Erdoberfläche senkt sich, die Eruptivmassen häufen sich local um die Eruptivöffnungen und ragen hier bald viel höher auf, als die Erdkruste vor erfolgter Senkung.

Wenn die Eruption in einem seichten Meere begann, zeigt es sich, dass das Meer in weitem Umkreise tiefer wird, während im Gebiete der Eruptivstelle vulcanische Inseln auftauchen.

Die Senkung der Erdkruste wird nach meiner Ansicht immer viel geringer sein, als die geförderten Eruptivmassen erwarten lassen. Für einen Cubikkilometer gefördertes Magma wird eine Senkung von viel geringerem Betrage, ja unter Umständen gar keine Senkung erfolgen, ein Resultat, welches sich auf folgende Ueberlegung stützt.

Infolge einer Spaltbildung in der Kruste wird die magmatische Tiefe local erweicht, das Magma schießt empor und befreit das angrenzende noch starre Magma vom herr-

¹⁾ Darwin cit. Fisher: Phil. Mag., 1875.

schenden Drucke. Diese Druckminderung trifft auch die überlagernden Massen der Erdkruste, welche zwar starr sind, ohne sich jedoch zu verflüssigen. Je länger die Eruptivförderung andauert, desto weiter greift diese Lockerung des molecularen Gefüges. Nach Schluss der Eruption tritt allerdings Erstarrung ein, aber sicher nicht jene hohe Compression, welche vor der Eruption herrschte. Das Magma in der Tiefe ist eben kein Liquidum, sondern eine starrplastische Substanz, und in einer solchen können sich namhafte Tensionsdifferenzen erhalten. Erfolgt aber ein Ausgleich, so vollzieht sich dieser jedenfalls erst innerhalb langer Zeiträume.

So kann der Substanzverlust innerhalb gewisser Grenzen durch Auflockerung der umliegenden Massen ausgeglichen werden, und jedenfalls bleibt die Senkung der Erdkruste immer geringer als der Substanzverlust in der Tiefe.

b) Eine fernere Beeinflussung der Erdkruste liegt in der Verflüssigung des Magma, welche mit Intumescenz verbunden ist, und andererseits in der Erstarrungscontraction, wodurch unbedeutende Deformationen der Kruste (Hebung und Senkung) verursacht werden.

Die Eruptivgebiete würden infolge der genannten Vorgänge im Wesentlichen Senkungsgebiete darstellen, aus welchen die Eruptivgipfel aufragen.

Nun tritt aber noch ein wesentliches Deformationsmoment hinzu, infolge dessen viele Eruptivgebiete schliesslich in hohes Festland verwandelt werden.

c) Das Eruptivgebiet wird von vielen Gängen durchsetzt, in welchen durch lange Zeit glühendes Magma gefördert wird, die heissen Ergüsse aber lagern sich als Decken und Kuppen an der Erdoberfläche ab. Hiedurch wird die Erdkruste im Eruptivgebiete allmählig durchwärmt, und zwar viel intensiver, als wenn nur Sedimente sich abgelagert hätten. So erklärt es sich natürlich, dass jene Gebiete, in welchen anhaltend Eruptivmassen sich ablagerten, successive aus

dem Meere auftauchen und schliesslich als hohe Gebirge aufragen.

Die Eruptivmassen, welche so wesentlichen Antheil am Aufbaue gewisser Gebirge oder wenigstens einer Zone eines Gebirges haben, wurden zum Theile lange vor dem Beginne der Verlandung gefördert.

Die jüngeren Förderungen und intrusiven Nachschübe stammen aus einer Zeit, in welcher die Verlandung begann, und die eruptive Thätigkeit kommt in vielen Fällen erst zum Abschlusse, nachdem das Gebiet infolge der Thermalhebung zu einem Hochlande umgewandelt worden.¹⁾

Bei der so häufigen Combination von Faltungs- und Eruptivgebirgen mag die Verlandung beider Gebiete gleichzeitig oder successive vor sich gehen. Beispielsweise erörtere ich die Bildung eines *Faltgebirges*, welchem sich später ein *verlandeter Eruptivflügel* anschliesst. Die Sedimente in Fig. 29, 30 werden durchwärmt und heben sich, es bildet sich ein *Faltungsgebirge*. Die *continentale Hochscholle* wird erodirt, und es tritt hier *Senkung* infolge der *Abkühlung* ein. Die *Tensionsdifferenz* zwischen *Hebungs-* und *Senkungsgebiet* bewirkt tiefe *Rupturen*, aus welchen *Magma* empordringt. *Massenergüsse* (*Massivs* und *Vulcanreihen*) erheben sich auf dem *sinkenden Flügel* (Fig. 41). Infolge des *Abgleitens* ist auch das Gebiet *s* *entblösst* worden und verfällt der *Abkühlungssenkung*. Auch diese Zone mag sich dem *eruptiven Senkungsfelde* *angliedern*, während der *Faltungsflügel* sich infolge der *Thermalexpansion* hebt.

Endlich gewinnt auch im *Eruptivflügel* die *Thermalhebung* die *Herrschaft*. Es resultirt ein *Faltgebirge*, an welches sich ein *Eruptivgebirge* *angliedert* (Fig. 42).

Die beobachteten *Beziehungen* zwischen *Eruptiv-* und *Faltgebirgen* scheinen mir durch die *Contractionshypothese*

¹⁾ Centralalpen, Japan, Anden etc.
Reyer, Ursachen der Deformationen.

unerklärbar, während die Hypothese von Babbage-Hall-Reade eine genügende Erklärung liefert, wenn man die Durchwärmung des starren Magma in Rechnung zieht und statt der Compressionsfaltung die durch Gravitation verursachte Gleitfaltung substituiert.

Aequilibrium in der Erdkruste.

Zeitliche und regionale Differenzen der Gebirgsbildung¹⁾ erklären sich aus regional verschiedener Vorgeschichte. Ist die Sedimentirung in einem Gebiete stärker als im benachbarten, so erfolgt hier die Durchwärmung früher. Ein Streifen des Gebirges baut sich auf, während die Sedimentirung im Nachbargebiete anhält. Ist die Mächtigkeit der Sedimente hier gleichfalls bedeutend geworden, so erfolgt auch hier Schwellung und Gleitfaltung, und es reiht sich ein Gebirgstreifen an, welcher jünger ist, in Bezug auf Genesis, Tektonik und Relief aber sich von dem älteren Streifen wenig unterscheidet.

Der Ausgleich des Reliefs jener Gebiete, in welchen Hebung, Verwerfung, Faltung, Eruption riesige Niveaudifferenzen bedingen, ist augenfällig und wird zum Theile durch Gravitation, zum Theile durch Erosion bedingt:

1. werden die höher aufragenden Massen stärker erodirt;
2. gleiten die ursprünglich höher liegenden Sedimente gegen die Niederung und stauen sich hier faltig auf;²⁾
3. werden weitgreifende Störungen des Aequilibriums durch plastische Deformation des Erdkörpers im Laufe der Zeit ausgeglichen.

So kommt es, dass die Gebirge ein gewisses typisches Profil aufweisen, und dass sie eine durch die Breite (Basis) bedingte Maximalhöhe nicht überschreiten können.

¹⁾ Mojsisovics: Dolomitriffe v. Tirol, 1878, p. 109.

²⁾ Siehe Penck: Brenner, Z. d. Alpenvereins, 1887.

Jeder kosmische Körper weist ein durch Erosion und Gravitation bedingtes Reliefmaximum auf.

Deformation in der Tiefe.

Wenn local in der Erdkruste oder im starren Magma eine namhafte Tensionsdifferenz eintritt,¹⁾ schreitet die Tensionsdifferenz nach sphäroidalen Flächen fort (Sphäroid von gleicher Tension = Isotense). In Körpern von geringer Elastizität ist die Wirkung begrenzt.

Beispiel: A) Der Druck, welchen eine Mauer auf sandigen Grund ausübt, und die hiedurch bedingte Verdichtung des Untergrundes ist in mässiger Entfernung vom Fundamente nicht mehr nachweisbar.

B) Wenn in der Tiefe einer Sandmasse ein Substanzdefect stattfindet, rücken die hangenden Sandmassen nach, es entsteht ein sphäroides Gebiet, in welchem die Sandkörner weniger dicht gelagert sind. Diese sphärische Masse übt einen Druck auf die Basis; die Sandmassen oberhalb der Lockerungssphäre sind aber nicht afficirt.

Das Niederbrechen der Gesteine in Bergwerken und die Auflockerung im Hangenden sind chronische Prozesse, welche oft nach langer Zeit in gewisser Distanz von der ursprünglichen Störung zum Stillstande kommen.

Analog werden Belastung und Entlastung eine langsam sich fortpflanzende Verdichtung, beziehungsweise Lockerung bewirken, welche an einer bestimmten Stelle zum Stillstande kommen.

Es ist unrichtig, wenn die Onerarhypothese behauptet, jede Sedimentirung bewirke Deformation der Erdkruste. Ein seichtes Meer mag ganz von Sedimenten erfüllt und verlandet werden, ohne dass Senkung eintritt. Eine ausgedehnte, mäch-

¹⁾ Infolge von Belastung, Entlastung, Substanzverlust oder Zunahme etc.

tige Ablagerung, welche ein Meer von namhafter Tiefe voraussetzt, bewirkt dagegen sicher Deformation der Erdkruste.

In Fig. 43 erfolgt eine namhafte Belastung mit hellen Sedimenten und die Kruste senkt sich. Der Druck auf die magmatischen Partien wird effectvoll im Gebiete geringsten Widerstandes. Da die marine Kruste wahrscheinlich dichter und dicker ist als die terrestre, dürfte die Senkung der Scholle eine geringe Auftreibung der terrestren Scholle (rechts) bewirken, während im marinen Gebiete (links) wenig Deformation stattfindet. Diese Deformation im Belastungsgebiete und im Grenzgebiete beginnt erst bei bedeutender Belastung und wird auch nur innerhalb gewisser Grenzen einen Spannungsausgleich bewirken, wodurch das Aequilibrium zwischen den benachbarten Erdradien hergestellt wird, soweit die Starrheit der Materialien dies gestattet. Gewiss können in Körpern von so grosser Starrheit bedeutende Tensionsdifferenzen stabil sein.

Concurrenz der Thermal- und Onerartheorie.

Vielfach scheinen diese zwei Theorien entgegengesetzte Resultate zu liefern. Die Einen sagen zum Beispiel: erodirte Gebiete müssen sinken infolge der Kühlung, die Anderen behaupten, sie müssen sich heben infolge der Entlastung.

Ich glaube jedoch, dass nur eine falsche Interpretation zu Widersprüchen führt. Beide Ursachen sind coexistent, beide Theorien concurriren und ergänzen einander. Wenn man im Auge behält, dass diese Prozesse lange Zeiträume brauchen, und dass die Tensionsdifferenz nur innerhalb gewisser Grenzen einen Ausgleich bewirkt, entfallen die scheinbaren Widersprüche.

Depression der Erdkruste kann, wie erwähnt, überhaupt nur bei namhafter Belastung, also im Meere von namhafter Tiefe platzgreifen, und auch in diesem Falle wird sich das

Senkungsfeld nicht in infinitum senken,¹⁾ während das benachbarte Festland infolge der Entlastung ebenso infinit sich hebt. Beide Prozesse haben ihren natürlichen Abschluss. Die marine Scholle senkt sich bedeutend, während die terrestre Scholle sich wenig hebt. Beide Gebiete aber kommen zum Stillstande, selbst wenn noch namhafte Tensionsdifferenzen bestehen.

Man hat wohl daran gedacht, dass die Tendenz bestehe, nach den verschiedenen Erdradien Gleichgewicht herzustellen. Hiegegen sprechen aber die geologischen Phänomene. Die Senkungsfelder werden zu Gebirgen aufgetrieben und die Hochgebirge verwandeln sich in Senkungsfelder. Die thermischen Contraste, Ueberlagerung und Erosion alterniren fortwährend und lassen ein Gleichgewicht nicht aufkommen.

Alterniren positiver und negativer Bewegungen.

1. In Gebieten mit eruptiver Förderung erfolgt:

a) eine allgemeine Krustensenkung;

b) dagegen wird die Oberfläche erhöht durch Aufschüttung, und sie intumescirt infolge der Durchwärmung. Nachdem die Senkung lange angehalten, ohne von der Aufschüttung, geschweige von der spät beginnenden Durchwärmungsexpansion überboten zu werden, kommt der letztere Factor zur Herrschaft. Es erfolgt Thermalhebung und Verlandung;

c) die Erosion wirkt wieder in negativem Sinne; dieser negative Factor erringt jedoch den Sieg über die positiven Factoren abermals erst nach Verlauf langer Zeiträume.

2. Analog ist die Reihenfolge der Vorgänge in sedimentären Senkungsfeldern:

¹⁾ Infinite Denkprozesse führen zu Resultaten, welche mit den Vorgängen in der Natur im Widerspruche stehen (Infinitesimale Paradoxien).

a) Verdichtung und Metamorphismus bedingen eine negative Bewegung;

b) die Durchwärmung bewirkt Hebung;

c) Erosion verursacht Senkung.

Diese Factoren haben in verschiedenen Phasen variable Werthe und compensiren sich zum Theile. Je nach dem Vorwiegen der positiven oder negativen Factoren resultirt zeitweise eine Hebung oder Senkung des Gebietes.

So kann in einer Epoche das Sinken des marinen Feldes infolge von Verdichtung oder Massenbewegung stärker sein als die Wirkung der Durchwärmung; das Gebiet senkt sich anhaltend, obwohl die thermale Intumescenz auch während dieser Zeit mitwirkt.

Wenn die Senkung und Metamorphose ein gewisses Stadium erreicht haben, mag die Durchwärmung, welche unterdessen weiter in die Tiefe gedrungen, die Oberhand gewinnen; es erfolgt Hebung, welcher die Erosion entgegenwirkt, bis letzterer Factor den Sieg erringt und infolge der tiefgreifenden Kühlung eine Senkung des Gebietes bewirkt.

Deformation des Geoides und der Hydrosphäre.

Locale Deformationen des Geoides werden bewirkt durch Sedimentirung und eruptive Förderung einerseits, andererseits durch Erosion. Die hiedurch verursachten Störungen des thermischen und mechanischen Gleichgewichtes verursachen Hebungen und Senkungen.

Blicken wir zurück auf jenes Stadium, in welchem die Kruste eben consolidirt war, so finden wir, dass das Relief erzeugt wurde durch ungleiche Stoffvertheilung (folglich ungleiche Contraction) und ferner durch Eruption.

Landmassen von mässiger Erhebung werden durch Erosion nur langsam nivellirt. Stossen solche Gebiete an seichtes Meer, so resultirt eine ausgebreitete, doch wenig mächtige

Sedimentirung. Beide Gebiete können infolge von Belastung (und Entlastung), beziehungsweise Durchwärmung (und Kühlung) nur geringe Oscillationen ausführen.

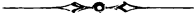
Wo hingegen von Anfang an namhafte Erhebungen bestanden, ist die Erosion intensiv, und es lagern sich in der benachbarten marinen Depression bedeutende Sedimentmassen ab. Hier ereignet sich bedeutende Hebung und Gebirgsbildung infolge der Durchwärmung und namhafte Depression infolge der Erosionskühlung, desgleichen ist starke Deformation infolge alternirender Belastung und Entlastung zu gewärtigen.

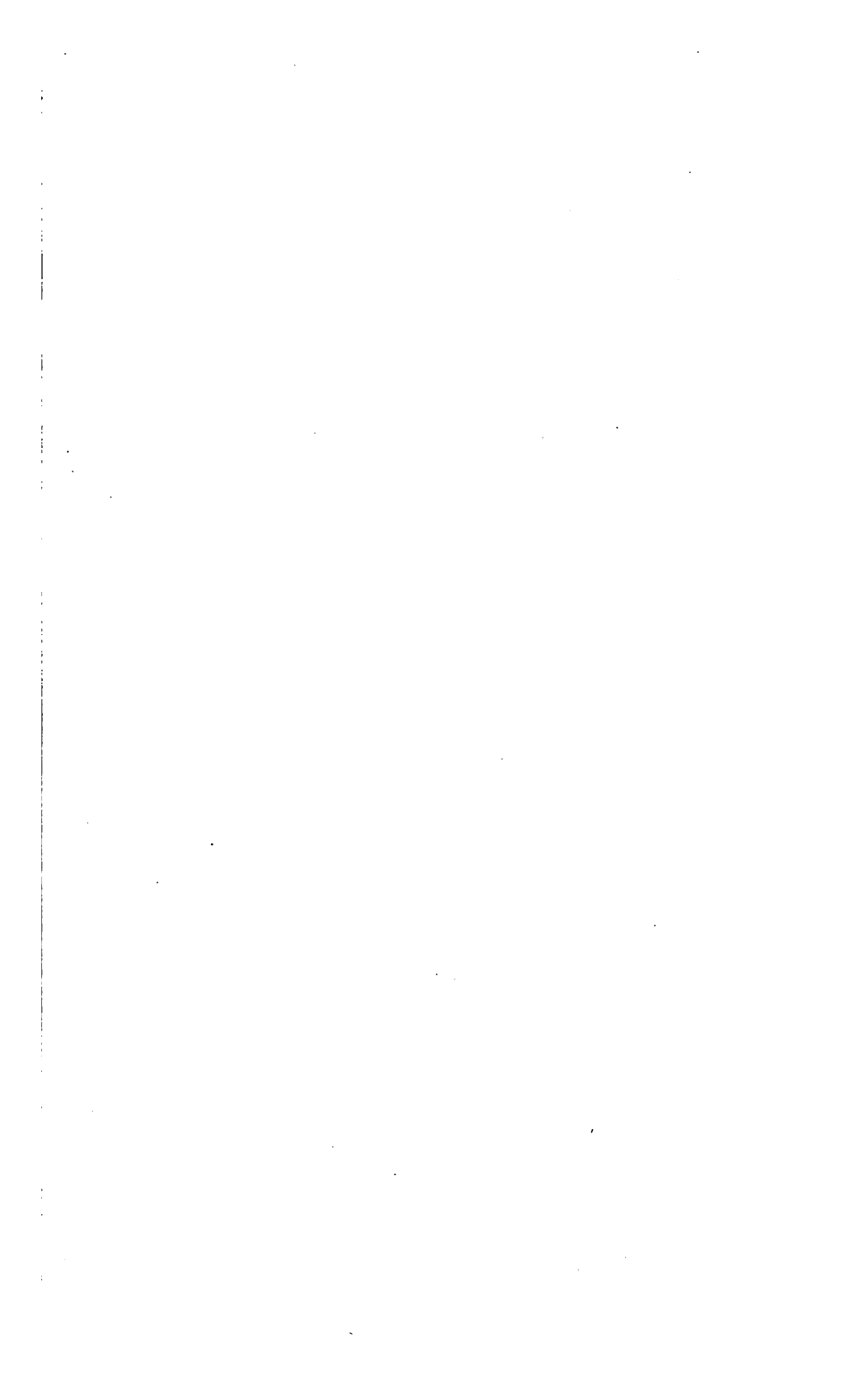
In einer späteren Epoche wurde das aufgetriebene Gebirge wieder erodirt, und die zunächst anschliessende Depression empfing die Detritusmassen. Wir sehen, die benachbarten Gebiete haben Rollen getauscht; die bedeutenden Oscillationen bleiben aber allezeit an jene Gebiete gefesselt, in welchen von Anfang bedeutende Niveaudifferenzen bestanden. Während die Flachgebiete aller Wahrscheinlichkeit nach durch alle Zeiten nur kleine Oscillationen ausführen, vollziehen sich in Gebieten mit grossen Niveaudifferenzen durch lange Zeit Hebungen und Senkungen im Betrage bis zu 10.000 *m*.

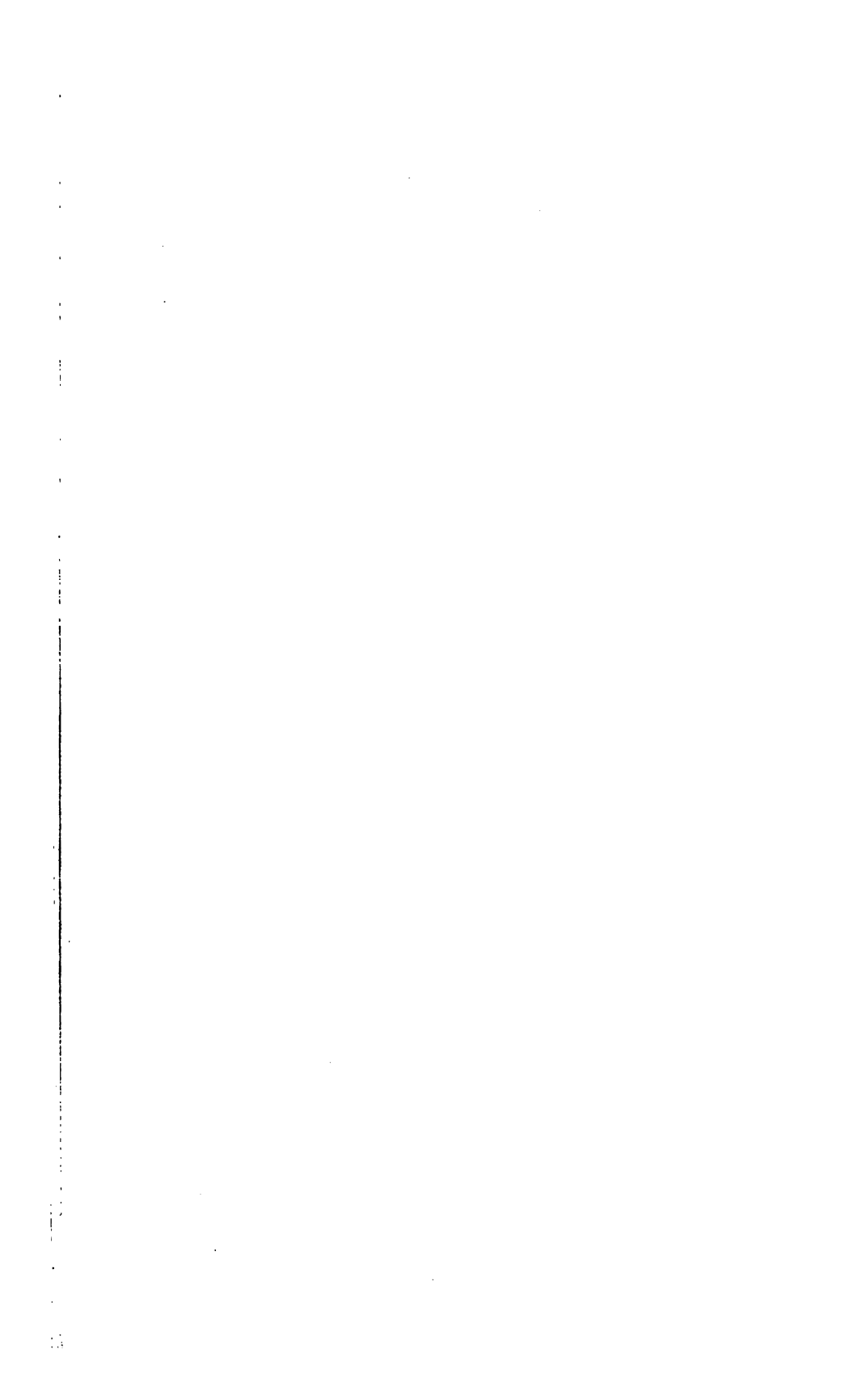
Während die Deformationsamplitude in den Flachgebieten unbedeutend bleibt, haben die Deformationen insbesondere an der Grenze zwischen Hochland und See Amplituden bis zu 20.000 *m*. Kosmische Einwirkungen haben in gewissen Epochen Deformation der Erde und Umlagerungen der Hydrosphäre eingeleitet. Wenn auch letztere die Gestalt der Continente wesentlich beeinflussen, indem Schwankungen des Seespiegels im Betrage von wenigen hundert Metern umfassende Submersion, beziehungsweise Emersion der Tieflande, beziehungsweise Seichtmeere bewirken, sind sie doch nicht entscheidend für die Configuration und Deformation der Hochlande und der Tiefmeere.

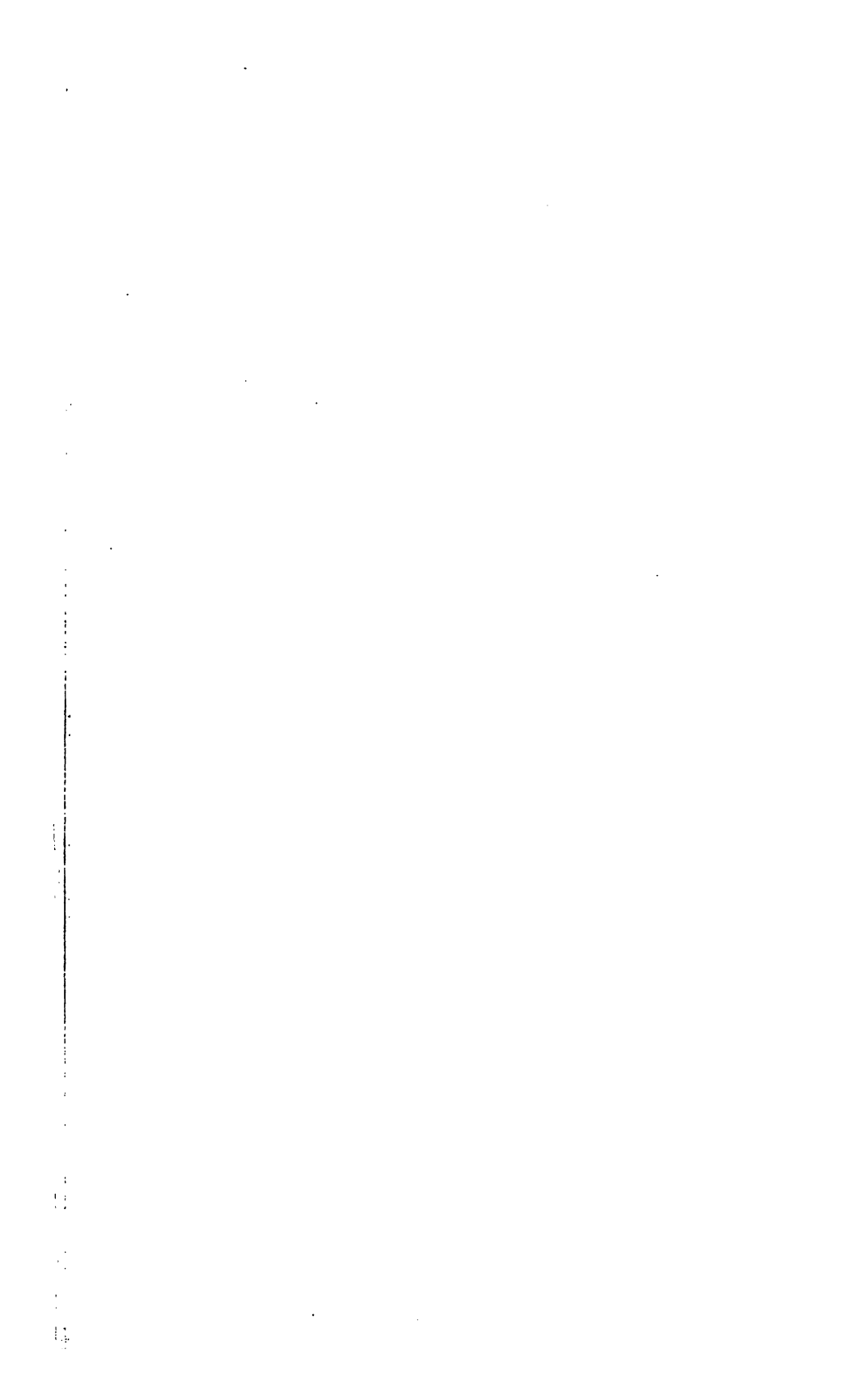
Die Hydrosphäre ist relativ stabil, während die kruste Oscillationen von langer Dauer und riesiger Amplitude ausführt.

P. S. Die geologischen Experimente (durch 400 500 Originalfiguren erläutert) sollen gesondert veröffentlicht werden. Ich bin Herrn Professor Suess zu grossem Dank verpflichtet, durch dessen Güte es mir möglich war, Experimente in einem disponiblen Locale der Universität auszuführen. Von Seiten des hohen Ministeriums habe ich leider keine Unterstützung erhalten. Meine beiden Gesuche um 200, beziehungsweise 500 fl. Subvention blieben unbedeutend. Ich war deshalb gezwungen, meine Arbeiten auf eigene Kosten durchzuführen.









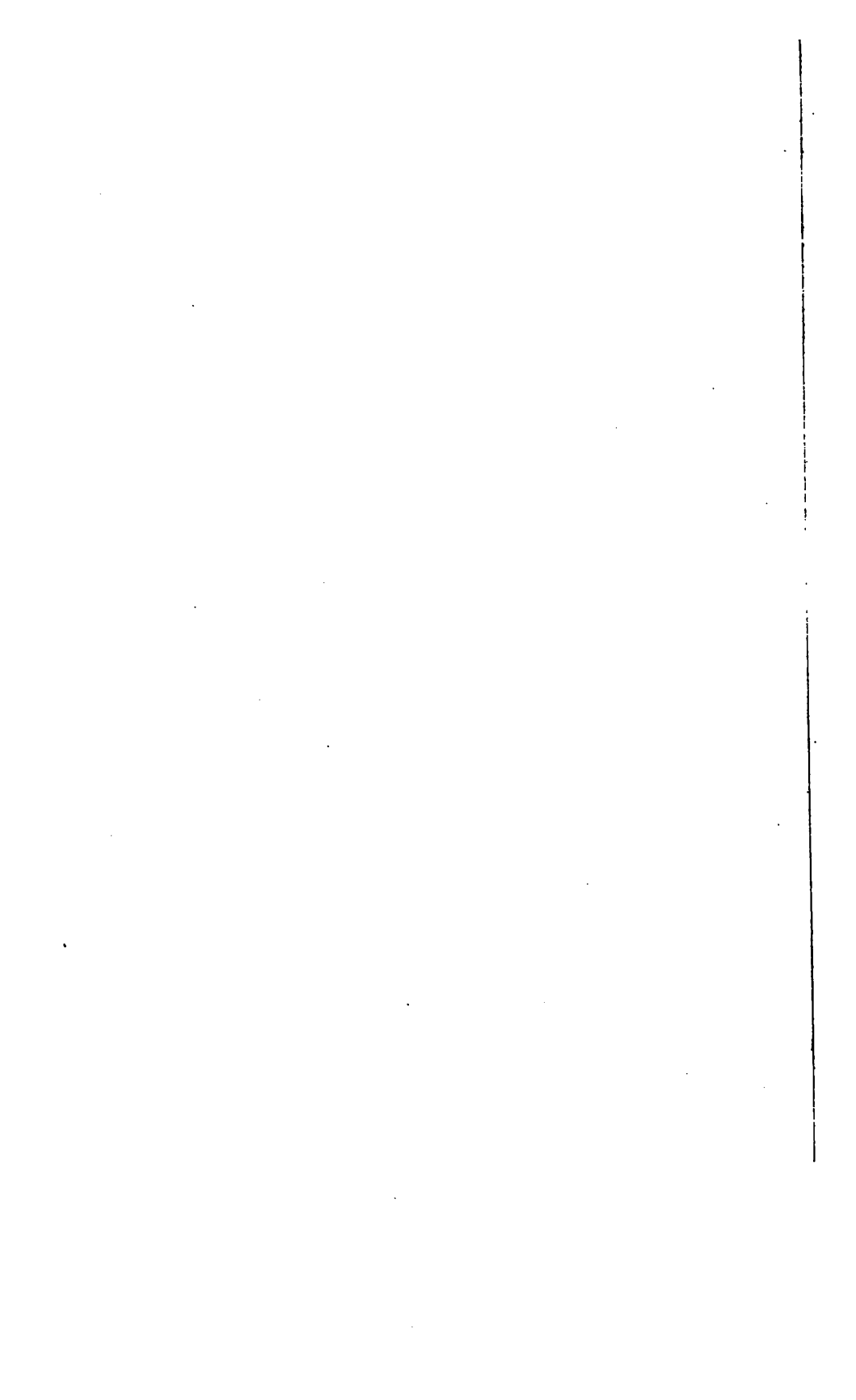
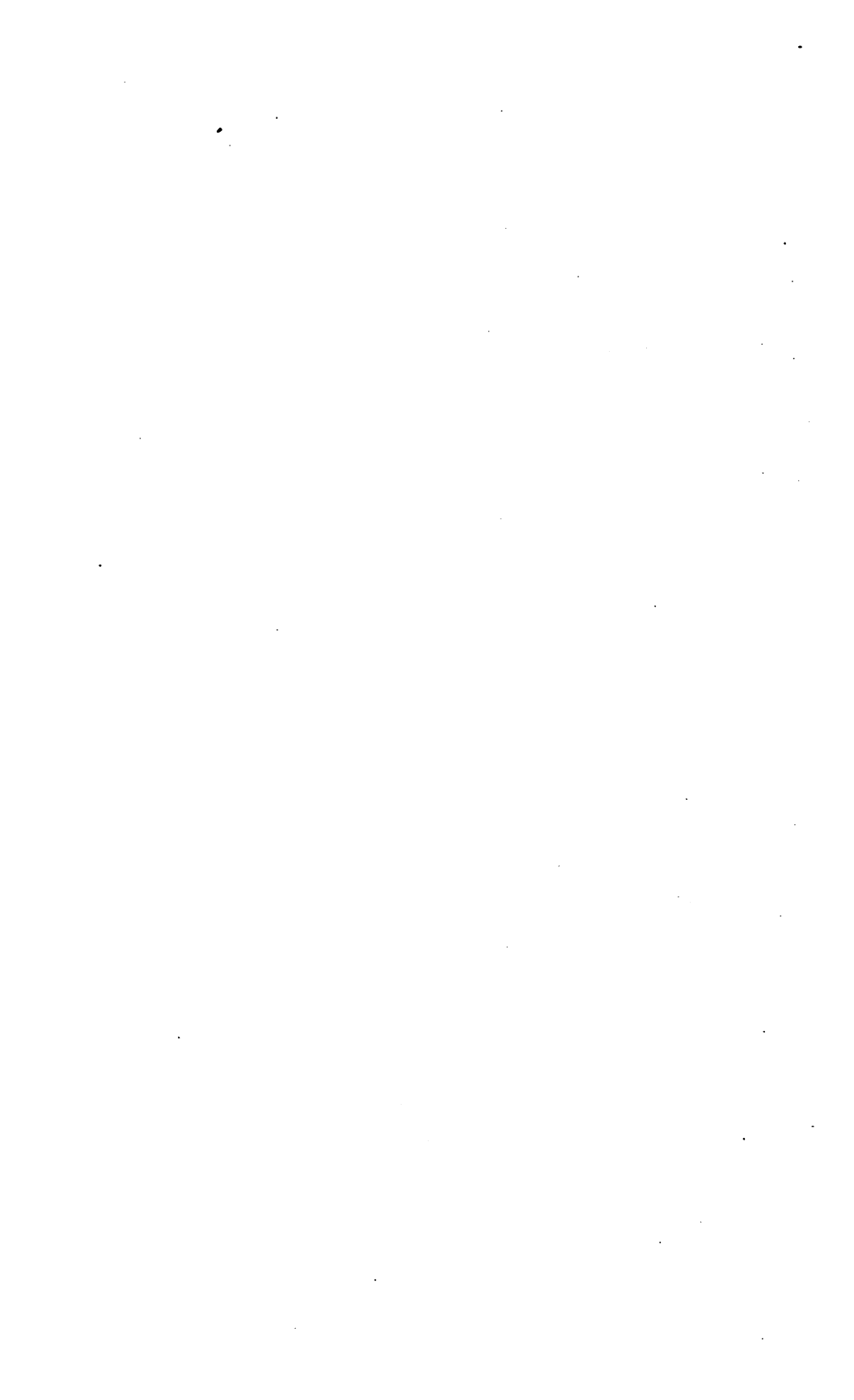
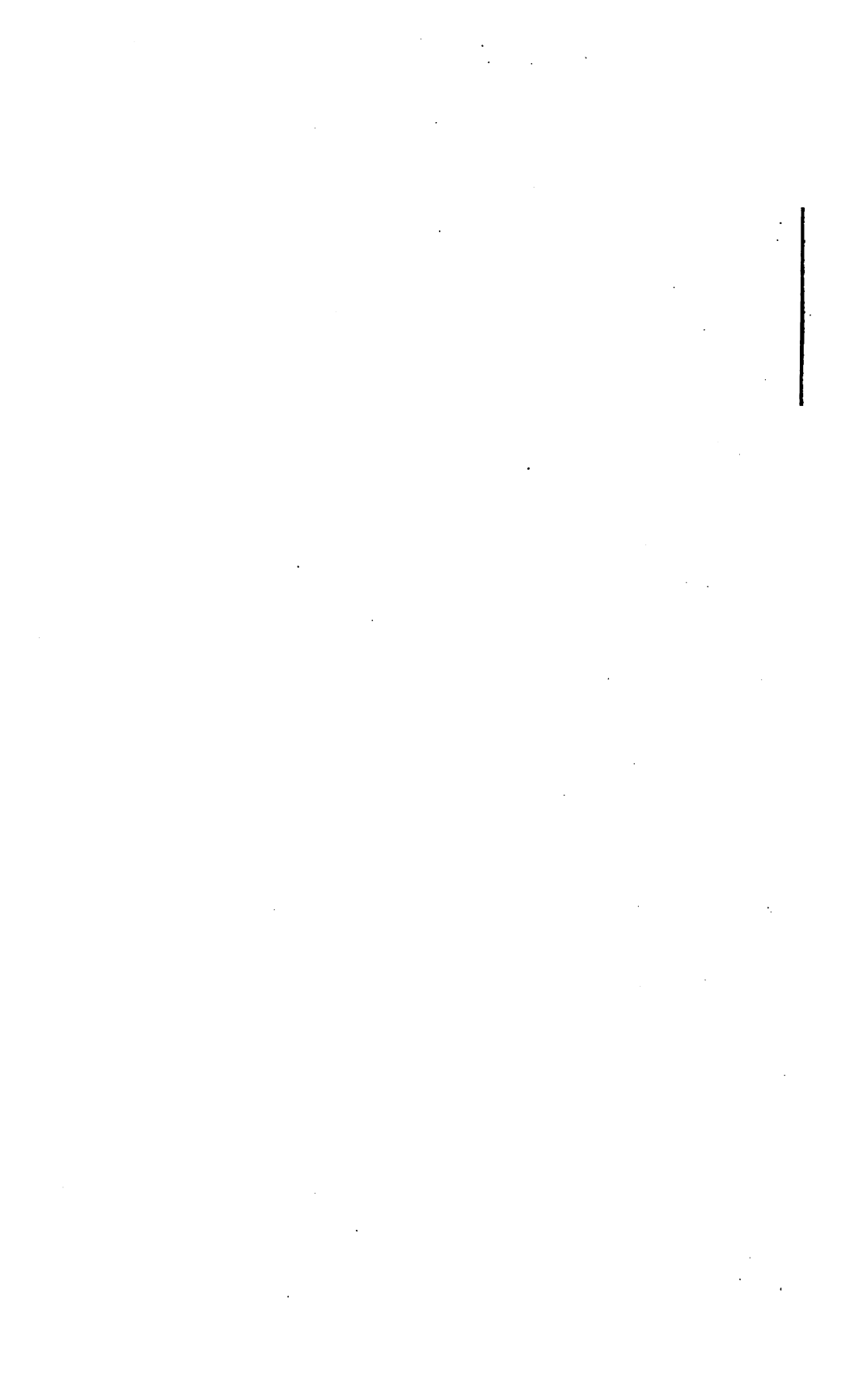




Fig. 37.

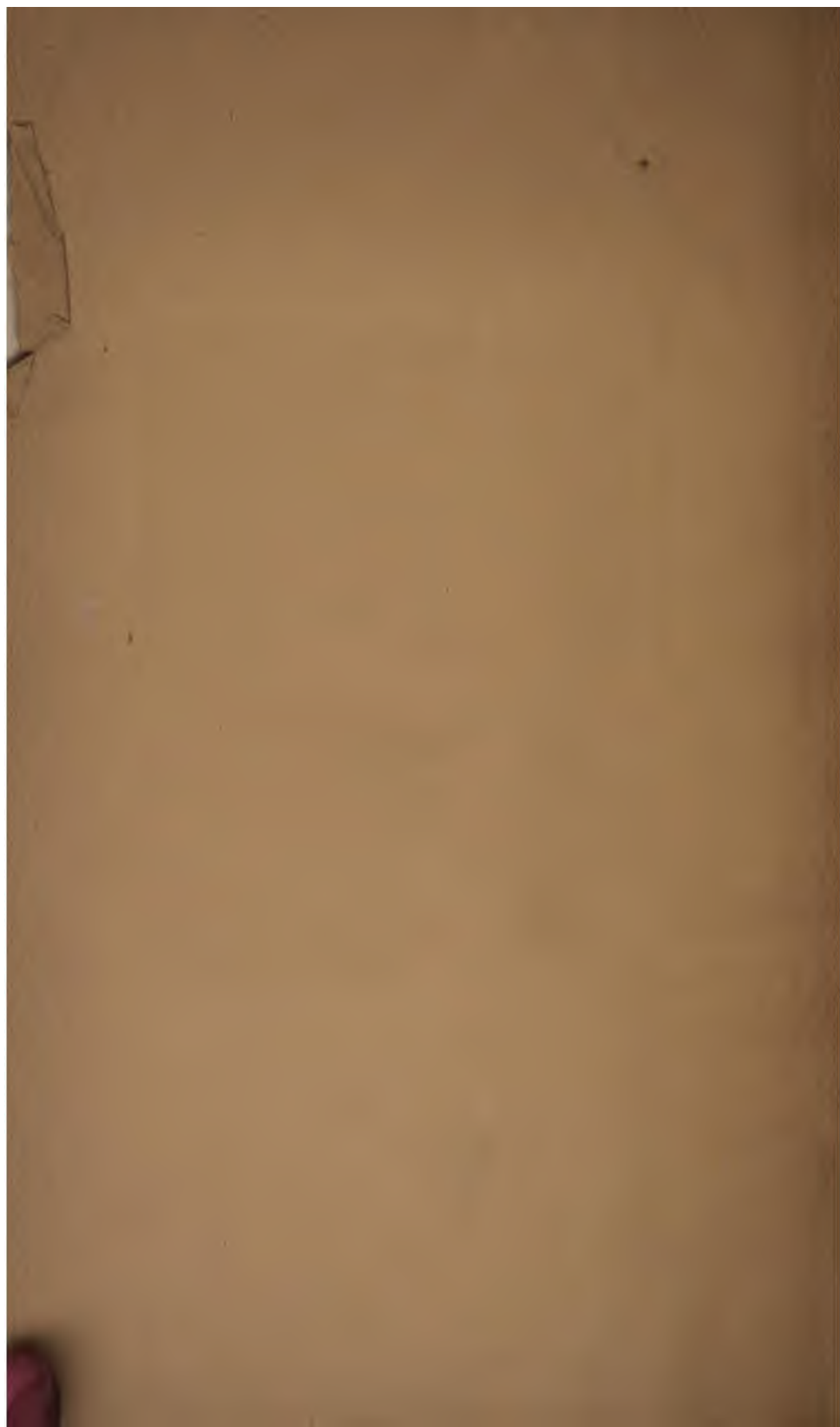
Fig. 38.





FEB 1 1894

WPA 251116



FEB 1 1894

APR 25 1895.

